

Ф. С. МОИСЕЕНКО

**В**  
**ЗАИМОСВЯЗЬ**  
**ГЛУБИННОГО**  
**И ПРИПОВЕРХНОСТНОГО**  
**СТРОЕНИЯ**  
**ЗЕМНОЙ КОРЫ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО  
"НАУКА"  
СИБИРСКОЕ  
ОТДЕЛЕНИЕ



А К А Д Е М И Я  Н А У К  С С С Р  
С И Б И Р С К О Е  О Т Д Е Л Е Н И Е  
И Н С Т И Т У Т  Г Е О Л О Г И И  И  Г Е О Ф И З И К И

---

Ф. С. МОИСЕЕНКО

ВЗАИМОСВЯЗЬ  
ГЛУБИННОГО И  
ПРИПОВЕРХНОСТНОГО  
СТРОЕНИЯ  
ЗЕМНОЙ КОРЫ

Ответственный редактор  
член-корреспондент Э. Э. ФОТИАДИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»-СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
НОВОСИБИРСК · 1 9 7 1

В настоящей работе предпринята попытка анализа соотношений глубинного строения с геологическим строением и развитием приповерхностных частей земной коры, исходя из типов геосинклинальных структур и унификации слоев земной коры по физическим характеристикам. За основу принят а слонстая модель земной коры, включающая вулканогенно-осадочный, гранитный, диоритовый и базальтовый слои, и типы геосинклинальных структур, выделенных ранее Э. Э. Фотиади и Ф. С. Моисеенко (1964).

Краткий обзор материалов по территории Центрального Казахстана, Алтае-Саянской области, Прибайкалья и Забайкалья характеризует выявленные здесь соотношения особенностей глубинной структуры с типами геосинклинальных структур, с режимом тектонических движений в эпохи геосинклинального развития, с локальными складчатыми структурами различного типа.

Анализ геофизических (преимущественно сейсмических) материалов и сопоставление их с геологическими данными по ряду регионов Европы и Азии, а также Северной Америки выявляет многообразие глубинной структуры коры и неоднотипность взаимосвязей ее с приповерхностной структурой. Так, в некоторых районах появляются два диоритовых слоя, но исчезает базальтовый (Центральная Европа), в других, напротив, развит двойной базальтовый слой, но лишь спорадически встречается гранитный (Урал, Малый Кавказ, Кордильеры), в третьих одинаково хорошо представлены гранитный и диоритовый слои, но под сомнением наличие базальтового (Памир). Иногда базальтовый слой имеет прерывистое развитие, но появляются крупные линзовидные тела базальтового слоя повышенной основности (многогеосинклинальные Кордильеры, Альпы).

Мощность земной коры хорошо коррелируется с новейшими структурами и, за редким исключением (Кавказ), не проявляет четких зависимостей от особенностей геосинклинального развития. Некоторые тектонические элементы, отличающиеся специфическими чертами развития, почти всегда находят отражение в распределении мощности коры. Таковы, например, срединные массивы, щиты и синеклизы. Существенные различия земной коры разных регионов по мощности и основности компенсируются неоднородностями мантии.

Слои земной коры обнаруживают отчетливую зависимость от геосинклинального развития, его типа, возраста, продолжительности. В разных регионах на характер геосинклинального режима реагируют разные слои, обычно гранитный и диоритовый. Верхняя часть земной коры оказывается более основнотной в эвгеосинклинальных структурах, чем в мезогеосинклинальных. Она различна по основности в разных эвгеосинклиналях, что обусловлено характером источников материала. Дифференциация вещества коры возрастает от более высоких типов геосинклиналей к низким и платформам. Наиболее существенное влияние на мощность и соотношение гранитного и диоритового слоев оказывает режим тектонических движений в период геосинклинального развития. Геоантиклинальный режим обычно приводит к понижению мощности этих слоев. Найденные соотношения между тектоникой и глубинной структурой нарушаются в случае соседства разновозрастных, но однотипных по своему развитию участков, а также в зонах крупных глубинных разломов, где часто имеет место поднятие диоритового, базальтового и даже подкорового слоев.

$$\frac{2=9=1}{274=70(1)}$$

## ВВЕДЕНИЕ

Одной из важнейших задач геологии, несомненно, является познание взаимосвязей между глубинным строением земной коры и мантии, с одной стороны, приповерхностным геологическим строением и развитием, устанавливаемыми путем непосредственных геологических наблюдений на земной поверхности, — с другой. От решения этой задачи в большой мере зависит объективность и надежность наших знаний об истории и механизме формирования земной коры, о связи процессов в коре и мантии, о причинах тектогенеза и магматизма, об источниках рудного вещества и закономерностях размещения полезных ископаемых и т. д. (Федынский, 1960, и др.). Особое значение закономерности взаимосвязей между глубинным и приповерхностным строением имеют для геологического истолкования геофизических аномалий.

Проблема взаимосвязей приповерхностных зон земной коры с глубинными многогранна. Она имеет тектонические, петрологические, минералогические, физические, физико-химические, геотермические аспекты и уже давно исследуется методами полевой и экспериментальной петрологии и минералогии, петрофизики, физической химии. В результате выяснен характер изменения химизма горных пород с глубиной, предложены вероятные решения вопроса о минеральном и петрографическом составе различных слоев земной коры и верхней мантии, в общих чертах изучено относительное размещение в вертикальном разрезе источников магм различного состава и зависимость последнего от химизма оболочек Земли, установлены основные закономерности изменения физических свойств горных пород с глубиной, намечены общие черты распределения тепла в земной коре и выявлены определяющие его факторы. Однако, несмотря на ощутимые успехи в исследовании взаимоотношений между приповерхностными и глубинными явлениями, взаимозависимости установлены, за немногими исключениями, лишь в самом общем, приближенном виде и, будучи верными для некоторых осредненных условий, могут оказаться неприложимыми к конкретным частным случаям. Особенно это относится к геотермическим расчетам и взаимосвязям глубинных и приповерхностных структур земной коры.

Тектонические аспекты проблемы до последнего времени оставались наименее изученными. Путем логических построений уже давно многие геологи пришли к выводу, что между геосинклинальным развитием и глубинным строением должны быть определенные связи (Штилле, 1964; Vogt, 1923, и др.). Однако эти связи представлялись в весьма общем виде и не были подтверждены материалами по глубинному строению земной коры. Появившиеся затем исследования взаимозависимостей приповерхностных

и глубинных структур подтвердили наличие ряда закономерных соотношений между упомянутыми структурами. Эти исследования явились крупным шагом вперед в изучении рассматриваемой проблемы, но они были очень мелкомасштабными и обычно касались лишь очень крупных структурных элементов. Такие же стороны проблемы, как изменение состава слоев коры и коры в целом в зависимости от особенностей развития, времени существования геосинклинали и соотношения геосинклинали с более древними структурно-генетическими элементами, степень дифференцированности коры в зависимости от геологической истории и т. п. привлекли внимание геологов и геофизиков лишь в самые последние годы.

Важность закономерных зависимостей между приповерхностным и глубинным строением земной коры для решения многих теоретических и практических задач геологии, слабая изученность их и отсутствие специальных работ, в которых вопросы взаимосвязи глубинного строения с приповерхностным строением и геологическим развитием рассматривались достаточно полно, детально и разносторонне, побудили автора к составлению и опубликованию данной книги.

Автор не ставил целью создание сводки и ограничился лишь весьма кратким обзором той немногочисленной литературы, которая непосредственно касается обсуждаемой темы.

В процессе работы выяснилось, что к стандартным сейсмическим гранитному, базальтовому, а подчас и подкоровому слоям нередко относятся тела, более различающиеся по своим физическим характеристикам, чем сами слои между собой. Геологическая интерпретация сейсмических разрезов на основе абсолютных величин скоростей сейсмических волн (а не только относительного положения в разрезе характеризуемых ими слоев и поверхностей) позволила выявить ряд интересных особенностей в строении коры, ранее не обращавших на себя должного внимания исследователей, но весьма важных для познания истории и механизма ее развития.

Обнаруживается удивительное разнообразие и контрасты в строении земной коры, подчас значительно более разительные, чем между так называемыми континентальным и океаническим ее типами. И все это разнообразие и контрасты находят простое и естественное объяснение в условиях формирования главным образом геосинклинальных структур того или иного региона.

В процессе работы неизбежно использовались результаты сейсмических исследований, различных по методике выполнения и по интерпретации полученных данных. Это таит в себе опасность неоправданных сопоставлений и неверных выводов. Однако в большинстве приведенных ниже примеров такая опасность маловероятна, поскольку различия в строении коры разных регионов оказываются значительно большими, чем различия, могущие возникнуть из-за ошибок в определении скоростей сейсмических волн или глубин отражающих или преломляющих поверхностей.

## ГЛАВА I

### КРАТКИЙ ОБЗОР ЛИТЕРАТУРЫ О СООТНОШЕНИЯХ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ЕЕ СЛОВЕС С ГЕОЛОГИЧЕСКИМИ ЯВЛЕНИЯМИ

Одна из первых попыток установить зависимости между приповерхностной тектонической структурой и мощностью земной коры принадлежит А. Борну (Born, 1923). В своей книге «Изостазия, измерения силы тяжести, их значение для геологических процессов» он развил представление о том, что длительность геосинклинального развития, а следовательно, и осадконакопления отражается на мощности земной коры. С увеличением же последней вследствие повышения жесткости упрощаются складчатые структуры. Этим А. Борн объяснял различие сравнительно простых по морфологии герцинских складок Западной Европы и сложных, интенсивных — каледонских. Таким образом, А. Борн в достаточно отчетливой форме высказал два важных положения: а) об увеличении мощности земной коры вследствие геосинклинального осадконакопления и б) об утолщении коры от древних каледонских структур к более молодым герцинским.

Почти 35 лет спустя Р. М. Деменицкая (1957, 1958) также пришла к выводу, что мощность коры обратно пропорциональна возрасту складчатости и что конечным результатом развития земной коры является ее океанизация — переход континентальной коры в океаническую.

В упомянутых положениях А. Борна и Р. М. Деменицкой заложена, на наш взгляд, весьма плодотворная идея с зависимости строения земной коры от истории ее развития. В то же время указываемая Р. М. Деменицкой закономерность не может быть признана универсальной. Она проявляется лишь в случаях, когда относительная молодость древних структур находит отражение в большей амплитуде новейших поднятий. Эта закономерность совершенно неприменима к складчатым сооружениям Тихоокеанского кольца, характеризующимся обычно меньшей мощностью земной коры по сравнению с герцинидами и каледонидами, претерпевшими новейшие поднятия такой же амплитуды.

Н. А. Беляевский и В. В. Федынский (1961) ставят мощность земной коры в зависимость не от возраста складчатости, а от основных геоморфологических единиц коры. Так, наибольшие мощности коры они отмечают в горных, средние — в равнинных областях, а наименьшие — в морях и океанах. Кроме того, они подтверждают подмеченное ранее В. В. Федынским соответствие между мощностью и типами коры и ее основными тектоническими элементами, не затрагивая опять-таки вопроса о возрасте последних.

В научной литературе последних лет нередко отдельные указания на зависимость строения земной коры от истории развития или характера структуры того или иного района. Так, И. П. Косминская (1957) отмечает,

что в герцинидах Тянь-Шаня мощность «базальтового» слоя намного больше, чем «гранитного». На Кавказе же и на Памире, наоборот, гранитный слой мощнее базальтового. По И. П. Косминской, на платформах относительные мощностей этих слоев близко к единице. Корни гор в герцинидах образуются за счет утолщения базальтового слоя, в альпидах — за счет гранитного. Б. Гутенберг (Gutenberg, 1957) наличие корней у гор Сьерра-Невада вследствие утолщения базальтового слоя и у Альп—гранитного слоя связывал с новейшими блоковыми перемещениями в Сьерра-Неваде и со складчатостью — в Альпах. Г. Вулард и др. (Wollard et al., 1960) указывают, что в изостатически уравновешенных областях отрицательные аномалии Буге вызываются скорее внутренними неоднородностями коры, чем изменением ее мощности. Интересные данные по рассматриваемому вопросу можно найти в работе П. Н. Кропоткина, Е. И. Люстиха и Н. Н. Повало-Швейковской (1958). В упомянутой работе, например, отмечается, что плоскогорья, сложенные докембрийскими и палеозойскими породами, не имеют компенсационных выступов. Крупные грабены на платформах типа Восточно-Африканского и грабена Мертвого моря, подобно впадинам, окаймляющим островные дуги, фиксируются отрицательными аномалиями силы тяжести и, видимо, сопровождаются прогибанием земной коры, соразмерным с амплитудой грабена. Интересно наблюдение П. Н. Кропоткина с соавторами, что изолинии отрицательных аномалий довольно точно повторяют контуры изобаз новейших поднятий в областях герцинской, каледонской и докембрийской складчатости и не обнаруживают такого соответствия в складчатых альпийских хребтах.

Еще раньше В. В. Федынский (1951) указал, что над предгорными прогибами гравитационные аномалии во всех редукциях отрицательные; это увязывалось им «со структурой земной коры во всей ее толщине».

В. В. Федынский (1960) подчеркнул зависимость между тектоникой поверхностных слоев земной коры и ее глубинным строением, проявляющуюся чрезвычайно ярко уже в том, что главные типы земной коры соответствуют ее делению на океанические впадины, платформы и геосинклинали. Он отметил, что «увеличение мощности гранитного слоя отвечает более резко выраженным тектоническим формам в осадочных породах». Движения в земной коре зависят от ее глубинной структуры, и интенсивность движений связана с мощностью гранитного слоя.

С. И. Масарский и Ф. С. Моисеенко (1962) на основании анализа геологических и сейсмологических данных по Алтаю пришли к выводу, что между мощностью земной коры и тектонической структурой существуют два противоположных типа зависимости: 1) в новейшей структуре мощность земной коры увеличивается в поднятиях и уменьшается в прогибах, 2) в герцинской же структуре мощность коры уменьшается в поднятиях и возрастает в прогибах.

Весьма важный вывод был сделан Б. А. Андреевым (1959). Он установил, что региональные аномалии по их местоположению и знаку обычно соответствуют структурным формам доинверсионного цикла развития геосинклинальных областей. Поскольку такие аномалии отражают, как правило, увеличение (отрицательные) или уменьшение (положительные) мощности коры, то нетрудно прийти к заключению об утолщении ее в геосинклинальных прогибах и утонении — в поднятиях (доинверсионного периода). Указанный вывод Б. А. Андреева дал простое и верное объяснение отмечавшемуся ранее факту различного проявления тектонических форм одинакового знака в аномальном поле в разных тектонических зонах (Моисеенко, 1957).

Начиная с 1962 г. появляется ряд работ, в которых специально рассматриваются взаимосвязи геологического строения и развития с глубин-

ной структурой земной коры. Это работы А. А. Сорского (1962, 1966), В. Н. Крестникова и И. Л. Нерсесова (1962), А. А. Борисова (1963, 1964<sub>2</sub>), Б. А. Андреева (1963), Г. Н. Щербы и А. А. Попова (1962), Е. Е. Милановского (1963), Ф. С. Моисеенко (1964<sub>2</sub>), А. П. Андреева и др. (1964), Е. Е. Милановского и В. Е. Хаина (1964), В. В. Жданова (1965), И. А. Резанова и Н. Н. Зарудного (1965), Э. Э. Фотиади и др. (1965), В. В. Белоусова (1965, 1966<sub>1,2</sub>), П. Н. Кропоткина (1964). Кроме того, замечания, высказывания, аргументы по отдельным вопросам связей приповерхностной геологии с глубинным строением встречаются во многих других статьях и монографиях.

В нашем кратком обзоре нет возможности, да и необходимости приводить все появившиеся в литературе материалы по рассматриваемым вопросам. Остановимся лишь на некоторых из них.

А. А. Сорский (1962), основываясь на данных Б. К. Балавадзе, Г. Ш. Шенгелая и Г. К. Твалтвадзе (1957, 1960, 1961) о строении земной коры на Кавказе и собственных построениях по гранитному и осадочному слоям, пришел к выводу, что «между мощностями доинверсионных толщ и мощностью коры (особенно гранитного слоя) в целом существуют прямые соответствия. Распределение послейнверсионных отложений ... находится в обратных соотношениях с мощностью коры» (стр. 63, 64). Он указывает также, что наиболее мощный гранитный слой в центральной части Западного Кавказа образовался за счет гранитного слоя, созданного в герцинский и, возможно, в каледонский цикл и наращенного в альпийский цикл. Для других случаев предполагается гранитизация и «некоторое перетекание гранитного материала из-под раннеальпийских геосинклиналей в сторону геосинклинального прогиба». Высказывается предположение об изменении гравитационного поля во времени.

Отсутствие гранитного слоя в осевой части Черного моря и Южнокаспийской впадине А. А. Сорский (1966) объясняет тем, что оба бассейна являются реликтами древней геосинклинали, в которых геосинклинальное развитие еще не привело к преобразованию отложений в гранитный слой. Пониженная плотность базальтового слоя в Южнокаспийской впадине связывается с разуплотнением и гранитизацией слагающих его образований.

Сходные представления о причинах понижения мощности и выклинивания гранитного слоя в Черноморско-Кавказско-Каспийском секторе Альпийской геосинклинальной области развивал Е. Е. Милановский (1963). Он отмечал, что гранитный слой тонок или отсутствует там, где геосинклинального режима с погружением не было. Позднее Е. Е. Милановский (1967) стал связывать утонение и выклинивание гранитного слоя с растяжением земной коры в области Тетиса.

В. Н. Крестников и И. Л. Нерсесов (1962) произвели геологический анализ сейсмологических данных о мощности земной коры Памира и Тянь-Шаня для случая однослойной градиентной модели коры. Они пришли к выводу, что здесь «блокам, претерпевшим наиболее интенсивные восходящие движения, соответствуют участки с наиболее мощной корой, а блокам, испытавшим нисходящие движения, — участки с наиболее тонкой корой ... Для участков наиболее древней консолидации — срединных массивов — характерна в настоящее время тонкая земная кора». Подчеркивается, что не всякому поднятию соответствует увеличение, а прогибу — уменьшение мощности коры. Исходя из представления о малой дифференцированности коры по мощности в условиях режима, близкого к платформенному, В. Н. Крестников и И. Л. Нерсесов считают, что современный рельеф поверхности Мохоровичича возник в неоген-четвертичное время.



Заметим, что последнее положение, по-видимому, верно лишь отчасти, поскольку его предпосылка не может быть признана удовлетворительной. Из анализа зависимости между аномалиями силы тяжести и глубиной залегания поверхности Мохоровичича, а также из современных данных ГСЗ (Борисов, 1964; Пузырев и др., 1964; Крылов и др., 1965<sub>2</sub>) явствует, что мощность земной коры существенно дифференцирована и на платформах.

Обстоятельный анализ соотношения геологических процессов со структурой и составом земной коры произвел А. А. Борисов. Он указывает, что в альпийских областях процесс изменения мощности и состава земной коры происходит сравнительно быстро, лишь немного запаздывая относительно времени соответствующих движений. На платформах процесс перестройки коры, напротив, протекает медленно. В областях геосинклиналей, активизированных зон и платформ прогибание сопровождается поднятием базальтов вверх по разрезу. При этом поверхность Мохоровичича стремится занять горизонтальное положение, а поверхность Конрада — промежуточное по отношению к поверхности гранитов и «подкорового» слоя. В областях геосинклинального развития и активизации упомянутые поверхности образуют в тектонических депрессиях выпуклые вверх формы. Поднятия здесь сопровождаются увеличением мощности коры. На платформах разрастания коры по мощности не происходит, а в прогибах кора даже утоняется.

Обращает внимание то обстоятельство, что А. А. Борисов исходит из признания весьма простых, согласных соотношений между поверхностями подкорового и базальтового слоев, что наложило известный отпечаток и на характер его выводов.

Представления В. Н. Крестникова, И. Л. Нерсесова и А. А. Борисова позднее были поддержаны и развиты В. В. Белоусовым (1965).

Б. А. Андреев (1963), рассматривая особенности сводовых поднятий, согласился с высказыванием И. В. Корешкова (1960) о том, что мощность гранитного слоя в таких поднятиях уменьшается вследствие денудации. Ранее аналогичный вывод был сделан Ф. А. Венинг-Мейнесом (F. A. Vening-Meinesz, 1957) и поддержан Е. Н. Люстихом (1959).

Г. Н. Щерба и А. А. Попов (1962) на основании схемы мощностей земной коры, составленной ими «от известных, по данным ГСЗ, глубин поверхности Мохоровичича и далее наращиванием площадей путем пересчета по формуле осредненного гравитационного поля с внесением необходимых поправок, полученных при сопоставлении с профилями ГСЗ», указали связи ряда конкретных структурных элементов с особенностями мощности коры. В частности, они отметили утолщение коры на участках некоторых древних прогибов и утонение — на участках поднятий, а также ступенчатое изменение мощности ее в пределах крупных «подвижных зон».

А. П. Андреев, В. В. Бродовой и др. (1964) на основе составленных ими карт мощностей различных слоев земной коры и глубин залегания поверхностей этих слоев также предприняли попытку установить особенности строения земной коры различных тектонических элементов. Для «жестких глыб», игравших, по мнению авторов, «роль срединных массивов» в палеозое (Кокчетавская, Балхашская, Акбастауская и Славгородская глыбы), указывается высокое положение кровли базальтового слоя и относительно большая мощность последнего. «Области завершенной каледонской складчатости», как А. П. Андреев, В. В. Бродовой с соавторами именуют эвгеосинклинальные каледониды западной половины и северо-востока Центрального Казахстана, в некоторых блоках проявляют «определенное сходство в строении коры» с жесткими глыбами. «Области завершенной герцинской складчатости характеризуются в целом несколько большей мощностью зем-

ной коры». «Участки земной коры с аналогичной глубинной структурой характеризуются близким по составу, возрасту и объему интрузивным магматизмом» (стр. 14).

Е. Е. Милановский и В. Е. Хаин (1964), исходя из общего анализа развития основных структурных элементов коры и данных о глубинном строении последних, пришли к заключению, что «метабазальтовый» (т. е. базальтовый) слой складывается в основном эффузивами базальтового состава катархейского и архейского возрастов, подвергшимися метаморфизму и внедрениям основной магмы. «Гранитно-метаморфический» (гранитный) слой является результатом накопления мощных геосинклинальных формаций, их последующей складчатости, метаморфизма и во многих случаях гранитизации (в нижней части) и внедрения разнообразных интрузивных тел. Авторы рассматривают конструктивные и деструктивные процессы, которые соответственно наращивают или разрушают земную кору. В числе последних называются: 1) денудация, иногда до полного уничтожения гранитного слоя, 2) утонение коры вследствие растяжения и 3) метасоматическая базификация.

В. В. Жданов (1965), анализируя материалы по северной части Балтийского щита, пришел к выводу, что здесь земная кора, не обладающая гранитным слоем, наблюдается в двух структурах, принципиально различных по истории развития. В одной из них исчезновение слоя связано с длительным поднятием блока коры и эрозией его верхней части, в другой — гранитный слой «вытеснен мощной толщей основных эффузивов и опущен в зону физико-химической устойчивости образований базальтового слоя, где произошла ассимиляция вещества гранитного слоя с образованием расплава среднего состава».

Второй случай возникновения безгранитной земной коры, указанный В. В. Ждановым, не совсем удачен, поскольку среднего состава породы характерны для гранитного слоя сейсмологов, а не для базальтового.

И. А. Резановым и Н. Н. Зарудным (1965) отмечается совпадение утолщений земной коры на Северо-Востоке СССР с участками прогибаний в период геосинклинального развития. Кровля базальтового слоя отождествляется ими с поверхностью архейского фундамента главным образом на основании сходства расчетных и экспериментальных данных о скорости упругих волн в породах архея и базальтового слоя, а также приблизительной корреляции глубин до базальтового слоя, с одной стороны, и мощности рифейско-мезозойских толщ — с другой.

Детально нами рассмотрен вопрос о соотношениях глубинной структуры земной коры с различными геологическими характеристиками (мощностью разреза отложений, интенсивностью магматизма и складчатости и т. д.) на материалах работ по юго-восточной части Центрального Казахстана (Моисеенко, 1964<sub>2</sub>).

Выявилась отчетливая связь суммарной мощности осадочно-вулканогенного, гранитного и диоритового слоев или рельефа кровли базальтового слоя с мощностью палеозойской толщи. Так, амплитуда прогиба кровли базальтового слоя близка по величине к разности мощностей палеозоя (точнее, силура—перми) в соответствующих зонах. Мощность диоритового слоя находится в прямых соотношениях с интенсивностью герцинского складкообразования и мощностью палеозойской толщи. Мощность же гранитного слоя обычно понижена в зонах геоантиклинального развития, увеличена на участках повышенной тектонической активности и особенно велика в зонах глубинных разломов. Вулканогенно-осадочный слой по мощности обратно пропорционален интенсивности складчатых и магматических процессов. Большие мощности базальтового слоя и повышения его кровли на юго-востоке Центрального Казахстана связаны

с геосинклинальным режимом или с пониженной тектонической подвижностью в эпоху герцинского тектогенеза.

Сходная по идее, но более схематичная работа была выполнена нами совместно с Э. Э. Фотиади и Г. И. Каратаевым на базе составленных ими по статистическим зависимостям схем мощности гранитного, базальтового слоев и рельефа поверхности Мохоровичича для всей территории Советского Союза (Фотиади, Каратаев, Моисеенко, 1965). Несмотря на весьма большой схематизм, а в некоторых случаях, вероятно, и неточность использованных схем глубинного строения, наметился ряд интересных закономерностей, в значительной своей части повторяющихся зависимости, найденные ранее на более детальных материалах. Так, выявилось увеличение мощности гранитного слоя на месте древних погружений и уменьшение — на месте докайнозойских поднятий, испытавших лишь слабое погружение в кайнозой, а также в кайнозойских эвгеосинклиналях и мезозойских миогеосинклинальных прогибах.

В распределении масс базальтового слоя тектоническая зональность донеогеновых складчатых структур хотя и не находит четкого отражения, все же проявлена лучше, чем в мощности земной коры в целом. Более отчетлива корреляция мощностей базальтового слоя и коры в целом с новейшими структурами. В общем, мощность коры и базальтового слоя отчетливо связана с характером неоген-четвертичной структуры, а мощность гранитного, кроме явной связи с неотектоникой, обнаруживает также зависимость и с докайнозойской структурой и историей ее развития. Этот вывод в несколько иных формах был почти одновременно высказан рядом исследователей и, по-видимому, представляет одно из крупных достижений науки о Земле в познании взаимосвязей различных геосфер.

В последние годы расцвет неомобилизма вызвал к жизни представления об изменении мощности слоев земной коры в результате горизонтальных перемещений ее крупных блоков. Так, П. Н. Кропоткин (1964) утонение земной коры в океанических и морских впадинах объясняет неравномерностью тангенциальных движений материковых и более мелких глыб земной коры. Сходных воззрений, очевидно, придерживается и Б. А. Андреев (1966), говоря о «поясах растяжения», разделяющих «геоблоки». Нередки высказывания об увеличении мощности земной коры вследствие надвигания одной глыбы на другую (Giese, 1966, и др.). Широко распространено мнение о том, что мощность земной коры и ее слоев возрастает в результате тангенциальных сжатий при складчатости, как это предполагал И. Д. Лукашевич (1908<sub>1,2</sub>). Находят поддержку и гипотезы, сходные с гипотезой «впячивания», предложенной Ф. А. Венинг-Мейнесом (Vening-Meinesz, 1940, 1957) для объяснения утолщения земной коры в островных дугах, а также гипотезы об эрозионно-аккумулятивном действии подкоровых течений и т. п. Делаются попытки объяснить некоторые локальные особенности строения коры и тектоники пластическим расползанием континентов и «корней островов» (Ушаков, 1966; Evison, 1960).

Таким образом, даже неполный обзор работ по выявлению соотношений между глубинной структурой земной коры и геологическими характеристиками показывает, что большой круг вопросов по этой проблеме уже обсуждался в литературе. По многим вопросам предложены решения, однако за редкими исключениями они основаны на весьма общих данных и не могут считаться доказанными. Одна из причин такого положения — крайний схематизм подавляющего большинства построений по глубинному строению земной коры.

Некоторые из приведенных выше зависимостей имеют местное значение. Часть их, как, например, вывод о близости мощностей гранитного и базальтового слоев на платформах, действительна только при определенных, далеко не бесспорных предпосылках. Некоторые основываются на гипотетических допущениях. Одним из таких широко распространенных допущений является гипотеза о выравнивании (и притом сравнительно быстром) подошвы земной коры по завершении тектогенеза. Отдельные зависимости, будучи правильными, сами по себе выведены из неверных предпосылок, в частности вывод о соотношении мощности коры с характером тектонических форм и возрастом. Большинство же из рассмотренных зависимостей отражают, видимо, реальные соотношения в природе.

## ГЛАВА II

### ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ И ТЕРМИНЫ

Неясность и дискуссионность выводов по многим важнейшим вопросам геологии, и особенно тем, которые базируются одновременно на геологических и геофизических данных, нередко проистекает из нечеткости понятий и неоднозначности терминов. Это побуждает нас к попытке возможно более точно очертить исходные положения, на которых основывается выполненный анализ, и пояснить содержание главнейших понятий и терминов, использованных в работе.

1. В качестве основного нами принимается постулат, что земная кора и ее слои представляют собой геологические тела, отличающиеся от подкорового слоя (а слои коры и друг от друга) главным образом по своим физическим свойствам и петрографическому составу. Это означает, что при современном уровне науки в исследованиях глубинного строения земной коры следует исходить прежде всего из физических параметров слагающих ее горных пород.

На первый взгляд это положение никем не оспаривается. Однако простого сопоставления скоростных колонок земной коры по различным регионам Земного Шара достаточно, чтобы убедиться, что одни и те же скорости сейсмических волн приписываются то базальтовому, то гранитному слою, а мантия подчас не отличима по тем же характеристикам от базальтового слоя (см., например, X. Le. Richon et al., 1965). Такая воляность интерпретации сейсмических слоев уже давно была отмечена И. А. Резановым (1960), И. В. Померанцевой (1962, 1964<sub>1,2</sub>), нами (Моисеенко, 1969) и совсем недавно Г. Д. Афанасьевым (1966). Фактически большинство сейсмо-разведчиков при истолковании данных ГСЗ исходит не из абсолютных величин физических параметров, а из относительного положения в разрезе земной коры тел с различными скоростями и из кинематических характеристик волн, связанных с ограничивающими эти тела поверхностями. В таком случае на первый план выдвигается не вещественный состав земной коры, а разного рода поверхности в ней, вероятно, не всегда правомерно объединяемые в одну или в несколько субгоризонтальных поверхностей регионального и даже планетарного распространения. Поскольку для решения многих вопросов геологии важны именно состав горных пород (химический, петрографический) и распределение их в пространстве, представляется более правильным при определении принадлежности того или иного тела к слоям земной коры исходить не из положения этого тела в некотором идеальном разрезе земной коры и четкости его ограничений, а из его физических характеристик.

Такой подход к расслоению коры находит обоснование и в геологических данных. Действительно, даже важные поверхности несогласия редко бывают одинаково четкими и резкими на всем своем протяжении. В то же

Время в любом крупном структурном ярусе выделяются несогласия второстепенного значения, иногда весьма отчетливо выраженные в силу некоторых местных условий. Это обуславливает возможность гетерогенности сейсмических границ. Структурно-формационные комплексы характеризуются выдержанностью геологических особенностей, опасность их смещения менее значительна.

2. Земная кора, по мнению большинства геофизиков и геологов, разделяемому нами, охватывает часть литосферы, ограниченную снизу поверхностью Мохоровичича, фиксирующейся скоростями продольных волн  $8,0 \pm 0,2$  км/сек. В случаях, когда, например, ниже слоя с  $v_r = 7,8$  км/сек залегает слой с  $v_r = 8,0 - 8,2$  км/сек, первый из них должен быть отнесен к земной коре.

Представления о земной коре, рассмотренные в работе Р. М. Деменицкой (1961) и развиваемые рядом авторов (Беньоф, 1957; Вашингтон, 1949; Афанасьев, 1966; Hiersemann, 1956, и др.), несмотря на их логичность, менее определены и неудобны для практического использования.

3. Земная кора принимается слоистой, т. е. изменение физических свойств и, очевидно, преобладающего петрографического состава пород с глубиной происходит скачкообразно. Постепенное нарастание скоростей и плотностей вниз по разрезу коры, видимо, имеет менее существенное значение, хотя ему и отдается предпочтение сторонниками неслоистой коры (Тейгл, Тьюв, 1957; Буллард, 1959; Кац, 1959; Крестников, Нерсесов, 1962; Лукк, 1966, и др.).

Общепринятой модели слоистой коры нет. Чаще всего исходят из двух- или трехслойной модели, основными элементами которой являются гранитный и базальтовый, а в трехслойной и «осадочный» слои. Некоторые геологи предполагают сложные модели коры, в которых традиционные гранитный и базальтовый слои (часто именуемые другими терминами) разделяются на несколько слоев каждый. Так, Белоусов (1966<sub>1</sub>) в «гранито-гнейсовом» слое выделяет метаморфические породы зеленосланцевой фации, метаморфические породы амфиболитовой фации и граниты. Базальтовый слой практически расчленен на «гранулит-эклогитовый» и «гранулит-базитовый». В последнем выделяются тела анортозитов и чарнокитов и габброидных интрузий. П. Мишо (Michot, 1960, и более ранние) рисует выше базальтового слоя маломощный сложной конфигурации слой анортозитов, линзы плагиоклазитов и норитов, превращающихся в чарнокиты.

Подобного рода схемы, возможно, и близки к истине, но они в настоящее время мало пригодны для практического использования при геофизических исследованиях. Нами принята модель четырехслойной коры, в которой сверху вниз выделяются: 1) вулканогенно-осадочный, 2) гранитный, 3) диоритовый и 4) базальтовый слои. Диоритовый слой, иногда называемый кварцево-диоритовым, гранодиоритовым (Полдерварт, 1957; Bederke, 1957; Reich, 1957, и др.), представляет собой нижнюю часть гранитного слоя трехслойной модели.

Названия слоев земной коры в значительной мере условны, так как, во-первых, кроме магматических пород, в составе их, несомненно, присутствуют породы метаморфические, а иногда и осадочные, во-вторых, неоднородность каждого из слоев значительна, и данные им названия лишь приближенно указывают на их предполагаемый средний состав, в-третьих, сами предположения о составе исходят в основном из известных зависимостей между составом горных пород и их физическими свойствами и из гипотез о принципиальных чертах глубинного строения коры.

Поясним содержание слоев принятой нами модели земной коры.

Базальтовый (габбровый) слой включает породы со скоростями продольных волн  $6,7 - 7,6$  км/сек и плотностью около  $2,9$  г/см<sup>3</sup>.

Предполагается, что сложен он преимущественно магматогенными породами габброидного состава и их метаморфическими аналогами.

Диоритовый слой характеризуется скоростями продольных сейсмических волн 6,1—6,6 км/сек и плотностью 2,7—2,8 г/см<sup>3</sup>. В отдельных его выступах плотность достигает 2,9 г/см<sup>3</sup>. Сложен он, вероятно, породами с составом от кварцево-диоритового (иногда даже гранодиоритового) до габбро-диоритового, в том числе и метаморфическими, имеющими, однако, в разных районах неодинаковое значение в общей массе слоя (Моисеенко, 1964, 1969).

Гранитный слой выделяется скоростями продольных волн 5,4—6,0 км/сек и плотностями от 2,58 до 2,64 г/см<sup>3</sup>. Слой неоднороден, отдельные участки его имеют более высокую плотность. В составе слоя преобладают породы от лейкократовых гранитов до гранодиоритов и сходные с ними по физическим свойствам, и иногда не уступающие им по распространенности метаморфические образования. В некоторых случаях, вероятно, от гранитного слоя неотделимы осадочные и вулканогенные образования.

Вулканогенно-осадочный слой объединяет все страстифицированные породы, ограниченные снизу кровлей гранитного слоя. Он не является аналогом обычных вулканогенно-осадочных толщ, а часто представляет собой их остаток, сохранившийся от уничтожения снизу. Вулканогенно-осадочный слой характеризуется сложной структурой, пестротой состава и физических свойств слагающих его горных пород. Упругие, плотностные и прочие его параметры изменяются в широких пределах, будучи, однако, вполне определенными для каждого структурного яруса в отдельности. В одних случаях плотность пород вулканогенно-осадочного слоя ниже, чем гранитного (1,8—2,5 г/см<sup>3</sup>), в других она близка к плотности диоритового (2,7—2,8 г/см<sup>3</sup>), а иногда даже базальтового (2,9 г/см<sup>3</sup>) слоя. Столь же существенны в них изменения сейсмических скоростей, хотя «базальтовых значений» они, как правило, и не достигают. Описываемый слой, таким образом, нарушает общую тенденцию к увеличению значений основных физических параметров от верхних к нижним слоям.

Магнитные характеристики слоев могут быть даны лишь в самом общем виде, так как сильно разнятся в зависимости от локальных особенностей состава и условий формирования и залегания пород, слагающих тот или иной слой (Моисеенко, 1966). Так, базальтовый слой в континентальной коре обычно не проявляет заметной аномальной намагниченности. Однако, в случае его неглубокого залегания (например, в брахигеосинклинальных прогибах типа Кузнецкого), есть основание связывать с ним магнитные аномалии. В океанических впадинах базальтовый, а может быть, даже подкорковый слой, видимо, обладает значительной намагниченностью (Косминская и др., 1963; Соловьев, Гайнанов, 1963; Тулина, 1965, и др.). Диоритовый слой, как правило, более намагничен, чем ниже- и вышележащий слои, причем в одних случаях повышенной магнитностью характеризуется весь слой (Алтай, Восточный Саян), в других — лишь его верхняя часть (Забайкалье). Гранитный слой иногда немагнитен или слабо намагничен (Алтай, Забайкалье, отдельные районы Центрального Казахстана и Восточного Саяна), иногда отличается большей намагниченностью, чем диоритовый слой. Вулканогенно-осадочный слой наиболее непостоянен по магнитным свойствам: от полной амагнитности до сильного намагничения.

4. Каждый из слоев земной коры неоднороден как по горизонту, так и в вертикальном разрезе (рис. 1). При этом они разделяются иногда на две (редко более) части, разграниченные достаточно четко выраженной прелом-

ляющей или отражающей поверхностью. Нижние части слоев отличаются обычно явным повышением скорости по сравнению с верхними. В таких случаях представляется рациональным выделять, например, нижний базальтовый и верхний базальтовый, нижний диоритовый и верхний диоритовый слои и т. д.

Иногда затруднительно разделение даже основных слоев земной коры. В таких случаях нами указывается, какие нерасчлененные слои четырехслойной модели включает данный слой. Для слоя, объединяющего нерасчлененные гранитный и вулканогенно-осадочный слои, используется термин «условно гранитный» слой.

5. Слой, подстилающий земную кору и называемый подкоровым, ульт-

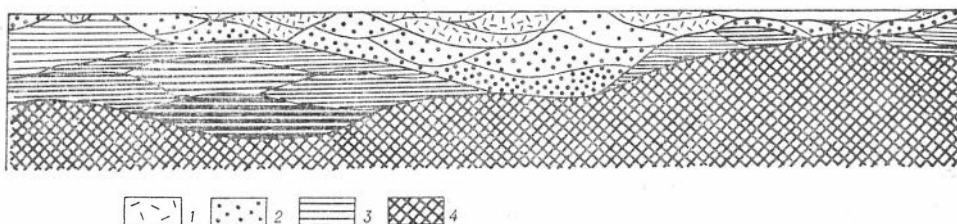


Рис. 1. Принципиальная схема строения земной коры.

Слои: 1 — гранитный, 2 — диоритовый, 3 — базальтовый, 4 — подкоровый. Изменение густоты штриховки или крапа означает изменение плотности пород.

рабазитовым, перидотитовым, ультраосновным, является частью верхней мантии. Как уже отмечалось, скорость упругих волн в его верхней части  $8,0 \pm 0,2$  км/сек. Плотность подкорового слоя, согласно данным многочисленных измерений плотности ультраосновных пород и вычислениям ее по зависимостям между гравитационными аномалиями и мощностью земной коры, определенной сейсмическими методами (Дортман и др., 1964; Гурарий, Соловьева, 1964; Гайнанов, 1966, и др.), принимается равной  $3,3-3,4$  г/см<sup>3</sup>.

Слой, видимо, неоднороден и изменяется в горизонтальном и вертикальном направлениях, однако закономерности этих изменений пока недостаточно ясны. Так, некоторые геофизики (Померанцева, 1964<sub>1</sub>; Гутенберг, 1963, и др.) подчеркивают постоянство скоростей в кровле мантии. Американские (Stuart et al., 1964) и советские геофизики отмечают увеличение плотности мантии с утолщением земной коры (Фотиади, Каратаев, 1965). Известны также многочисленные данные о понижении скоростей в мантии при переходе от маломощной к более мощной коре (Бентли и др., 1959; Косминская и др., 1958, 1963; И. С. и Б. С. Вольвовские, 1962). С глубиной подкоровый слой расслаивается, скорости сейсмических волн и, вероятно, плотность повышаются (Булин, 1963; Юинг и др., 1960; Лукк, 1966, и др.). Однако на основании данных о существовании в мантии слоя пониженных скоростей, установленного Б. Гутенбергом (Gutenberg, 1954), высказываются также гипотезы о том, что повышение плотности и скоростей волн распространяется лишь на глубины от 50 до 100 км, а ниже они (особенно плотность) понижаются в связи с появлением более кислого материала, состав которого мыслится промежуточным между основным и средним (Egyed, 1960).

В большинстве случаев неоднородность подкорового слоя трудно уловить и поэтому слой принимается в первом приближении однородным.



6. Для удобства анализа соотношений между геологическим строением и геологической историей, с одной стороны, и глубинным строением земной коры — с другой, в тектонической структуре складчатых областей выделяются элементы, характеризующиеся определенными структурно-формационными комплексами. Эти комплексы представлены различными осадочными и магматическими, а в некоторых случаях и метаморфическими формациями. Они разделены, как правило, поверхностями несогласий. Формирование их протекало обычно в течение длительного времени, захватывая многие периоды и даже целые эры в истории Земли. Эти структурно-формационные комплексы, по представлениям одних геологов, отвечают стадиям или этапам, по мнению других — циклам\* развития геосинклиналей. Неоднотипность соотношений комплексов во времени и пространстве склоняет нас к тому, что каждый такой комплекс характеризует цикл развития геосинклиналей, а нередко наблюдаемое несоответствие плана строения молодых комплексов с более древними дает основание рассматривать их отвечающими каждый отдельной геосинклинали.

Развивая представления А. В. Пейве и В. М. Сеницына (1950), Г. Штилле (1964), М. В. Муратова (1949, 1963) и других геологов, мы выделяем четыре типа геосинклиналей: эвгеосинклинали, мезогеосинклинали, многогеосинклинали и брахигеосинклинали (Фотиади, Моисеенко, 1964).

**Геосинклинали I типа**, или эвгеосинклинали, по выполняющим их осадочным и магматическим формациям, а также по морфологии складчатых структур аналогичны первичным геосинклиналям А. В. Пейве и В. М. Сеницына. Для них наиболее типичны спилито-кератофировая, яшмовая и зеленоцветная терригенная формации. В некоторых из этих геосинклиналей заметная роль в разрезе принадлежит известнякам. Офиолитовые пояса для них весьма обычны. Гранитные интрузии развиты слабо. Складчатость по преимуществу линейная. Развитие геосинклиналей заканчивается общей инверсией. К геосинклиналям I типа вполне применим термин «эвгеосинклинали». Эвгеосинклинали формируются при преобладающем погружении занимаемых ими участков земной коры.

Эвгеосинклинали, в свою очередь, включают три подтипа или рода. Первый полностью отвечает вышеприведенной характеристике (верхнепротерозойско-ордовикские геосинклинали Центрального Казахстана, доверхнепалеозойская Восточно-Уральская геосинклинали и т. д.). Второй подтип отличается от первого редуцированным развитием спилито-кератофировой и яшмовой формаций, резким преобладанием терригенных образований и большой длительностью формирования, иногда многократным проявлением складчатости без потери эвгеосинклинального режима и отсутствием полной инверсии (Сихотэ-Алиньская, Обь-Зайсанская геосинклинали и др.). Третий подтип тождествен протогоеосинклиналям Е. В. Павловского и М. С. Маркова (доверхнепротерозойские геосинклинали Прибайкалья, Восточного Саяна, Алданского щита и др.).

**Геосинклинали II типа** — мезогеосинклинали, по основным характеристикам отвечающие вторичным геосинклиналям А. В. Пейве и В. М. Сеницына. Для них наиболее типичны формация терригенных серой и пестроцветных морских отложений, порфиоровая, угленосно-молассовая формации, органогенно-обломочные известняки и континентальные красноцветы. Структуры брахискладчатого типа. Интрузивный магматизм обычно весьма интенсивный, по преимуществу гранитоидный. Закрытие этих

---

\* Цикличность заключается в том, что каждый такой комплекс образуется в результате относительного погружения, сопровождаемого осадконакоплением, складчатости и поднятия или приостановки погружения.

геосинклиналей сопровождается зачаточной инверсией. В общем же структуры развиваются унаследованно. Своеобразной особенностью геосинклиналей II типа является «уравновешенность» участков земной коры, ими занимаемых: их средний уровень мало отличается от уровня моря.

Мезогеосинклинали по многим своим характеристикам являются промежуточными между эвгеосинклиналями и брахигеосинклиналями (см. ниже). Голотипом их является среднепалеозойская мезогеосинклиналь юго-восточной части Центрального Казахстана (Токрауская).

Геосинклинали III типа довольно точно соответствуют по содержанию миогеосинклиналям Г. Штилле. Для них характерно преобладание песчано-алеврито-глинистых, а в некоторых случаях и карбонатных толщ и почти полное отсутствие эффузивов. Складчатость линейная или прерывистая, значительно менее интенсивна, чем в эвгеосинклиналях. Интрузии проявлены слабо. Развитие структур происходит унаследованно, хотя зачаточная, частичная инверсия и имеет место. Миогеосинклинали также формируются в режиме уравновешенности или слабого, но длительного погружения. В них больше морских отложений. По характеру преобладающих осадков миогеосинклинали могут быть разделены на «терригенные» (Западно-Саянская, Верхоянская и др.), частным случаем которых являются «флишевые» геосинклинали, и «известняковые» (Западно-Уральская, Восточно-Енисейская и др.).

Геосинклинали IV типа, или брахигеосинклинали, являются формационно-структурным аналогом остаточных геосинклиналей А. В. Пейве и В. М. Синицына. В разрезе их резко преобладают континентальные и сероцветные терригенные и отчасти карбонатные формации. Довольно часто встречаются в них угленосные формации и изредка — соленосные. Складки брахиформные и куполовидные. Встречаются интрузии основного и щелочного среднего состава, согласные или трещинного типа. Унаследованность развития крупных форм отчетливо выражена. Для брахигеосинклиналей характерна тенденция слабого общего поднятия.

Соответственно типам геосинклиналей нами выделяются в складчатых областях эвгеосинклинальные, мезогеосинклинальные, миогеосинклинальные и брахигеосинклинальные структуры. Они в большинстве случаев разделены разломами, многие из которых имеют глубокое заложение, длительную и сложную историю развития, т. е. относятся к категории так называемых глубинных разломов.

Структурные элементы типа срединных массивов, вулканических поясов, передовых прогибов обычно сопоставимы с какими-либо из указанных выше структур, хотя и характеризуются некоторыми специфическими чертами строения и развития. Например, срединные массивы, как правило, несколько опережают в своем развитии геосинклинали, в которых они возникают.

В каждой геосинклинали на том или ином этапе появляются и развиваются частные прогибы («геосинклинальные») и поднятия («геоантиклинальные»), которые тесно связаны в своем развитии. В случае сопряжения геосинклиналей с прилежащими платформами через геоантиклинальное поднятие, принадлежность последнего к геосинклинали геологическими методами установить весьма трудно. Эта задача решается путем изучения магматических проявлений по особенностям отражения их в физических аномальных полях.

### ГЛАВА III

## НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ В СООТНОШЕНИЯХ ГЛУБИННЫХ И ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ СТРУКТУР, УСТАНОВЛЕННЫЕ НА МАТЕРИАЛАХ ПО ЦЕНТРАЛЬНОМУ КАЗАХСТАНУ, АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ, ПРИБАЙКАЛЬЮ И ЗАБАЙКАЛЬЮ

Территория южного горного обрамления Сибири очень разнородна по своему геологическому строению и истории развития. Одни ее районы сложены преимущественно докембрийскими (начиная от архейских) и нижнепалеозойскими породами и еще в начале палеозоя резко понизили свою тектоническую подвижность. Другие районы, напротив, еще и в мезозое сохраняли геосинклинальные условия. Неоген-четвертичная активизация даже в пределах сходных геосинклинальных структур проявилась неодинаково. В одних случаях она привела к образованию сильно дифференцированных прогибов и поднятий большой амплитуды, в других — лишь незначительно переработала дотретичный пенеппен, в третьих — при большой амплитуде поднятий вызвала его слабо дифференцированное коробление. Разнообразие сочетаний геосинклинальных и неоген-четвертичных структур представляется весьма благоприятным условием для исследования соотношений между приповерхностным и глубинным строением. Строение земной коры и указанные соотношения на территории горных районов, окаймляющих Западно-Сибирскую низменность и Средне-Сибирское плоскогорье с юга, уже были описаны ранее (Моисеенко, 1969). Здесь приведем лишь краткие характеристики их, существенные в разрезе данной работы.

**Некоторые черты глубинного строения.** В южном горном обрамлении Сибири земная кора в последние годы изучается довольно интенсивно путем интерпретации гравиметрических, сейсмологических и отчасти аэромагнитных данных (Фотиади, Каратаев, 1963; Масарский, Моисеенко, 1962; Моисеенко, Павлов, 1964; Моисеенко, 1964<sub>2</sub>, 1969 и др.; Андреев и др., 1964; Любецкий, 1965; Гайский, 1950; Голенецкий, 1965; Булмасов, 1964 и др.; Жалковский и др., 1965; Данциг и др., 1965). Лишь по западной части Центрального Казахстана имеются глубинные сейсмические зондирования (Казанли и др., 1959, 1962; Антоненко, Попов, 1962; Попов, 1962, 1967; Уразаев и др., 1963; Пушкарев и др., 1965)\*. В отношении мощности земной коры данные сейсмологии и расчетов по гравитационным аномалиям

\* В 1967 г. лабораторией сейсмометрии и сейсморазведки СО АН СССР выполнены ГСЗ по одному профилю в Кузбассе, но результаты их до сдачи в печать настоящей работы еще не были опубликованы.

дают вполне сопоставимые результаты. Хорошее соответствие устанавливается также и между данными гравиметрии и глубинных сейсмических зондирований, если за поверхность Мохоровичича принимать границу с  $v_T = 8,0 \pm 0,1$  км/сек, которая здесь часто проявляется нечетко и не повсеместно. Это соответствие исчезает в случае отнесения подошвы земной коры к хорошо прослеживающимся преломляющей и отражающей границам с граничными скоростями, существенно большими 8,0 км/сек (Моисеенко, 1966<sub>2</sub>).

В свете имеющихся данных, земная кора южного горного обрамления Сибири характеризуется сложным строением. Вулканогенно-осадочный, гранитный и диоритовый слои существенно дифференцированы по мощности. Так, мощность вулканогенно-осадочного слоя изменяется от 0 до 10 км, а гранитного — от 0 до 15 км. Мощность диоритового слоя варьирует в пределах 5—25 км, но на отдельных участках в районе Рубцовского гравитационного максимума и Бет-Пак-Дала слой совершенно выклинивается. В широком интервале изменяется и мощность базальтового слоя (15—40 км). Зато мощность земной коры в целом различается в общем несущественно (40—50 км).

Слои надбазальтовой части коры—вулканогенно-осадочный, гранитный и диоритовый — проявляют зависимость распределения мощностей их от тектонической зональности. Утонения и утолщения слоев различаются в разных тектонических зонах по своей форме, размерам, ориентировке, градиентам мощностей. Например, в Успенской подзоне в Центральном Казахстане и в Иртышской на Алтае часто градиент мощности вулканогенно-осадочного и гранитного слоев достигает весьма больших величин. Напротив, в Актогайской зоне (Центральный Казахстан) он незначителен. В Улутау-Бетпакалинской, Еременьтау-Чингизской зонах эти слои распределены линейно, а в Актогайской, Атасуйской, Яблоновой — мозаично и т. д.

Кроме изменений мощности слоев земной коры, специфичных для каждого из регионов и тектонических зон, намечаются также более общие региональные изменения ее.

Условно гранитный слой (т. е. нерасчлененные гранитный и вулканогенно-осадочный слои), будучи наименее мощным на северо-западной окраине Центрального Казахстана (Кокчетауская зона), заметно утолщается за счет вулканогенно-осадочного слоя в пределах дуги эвгеосинклинальных каледонид, в периферической части региона, и снова уменьшается в области герцинид Джунгаро-Балхашской мезогеосинклинали. На Алтае мощность слоя снова возрастает. Далее на восток она сокращается и особенно значительно в Восточном Саяне. За Байкалом мощность снова в общем несколько возрастает. Изменяется и разброс значений ее. Особенно велик он на Алтае, в Горной Шории и Кузнецком Алатау, в Забайкалье и Прибайкалье.

Диоритовый слой также испытывает существенные изменения мощности от одного региона к другому. В общем вырисовываются две крупные области повышенной мощности слоя: Казахско-Алтайская и Забайкальская, разделенные областью пониженной мощности его — Восточно-Саянской.

В базальтовом слое, если исключить даже сравнительно крупные неравномерности распределения масс в нем, вырисовывается постепенное увеличение мощности с запада на восток и в Забайкалье — с юга на север.

Земная кора в целом также испытывает закономерные изменения мощности. Слои земной коры связаны друг с другом сложными зависимостями. В одних случаях ограничивающие их поверхности согласны друг с другом,

в других — изогнуты в противоположных направлениях, в третьих — между ними отсутствует какая-либо согласованность. Такое разнообразие соотношений слоев неслучайно и увязывается с особенностями тектонических элементов. Мощность земной коры в ее современном виде обусловлена главным образом распределением масс базальтового слоя, его утолщением или утонением со стороны подошвы.

**Соотношение различных слоев земной коры с геологическим строением.** Исключительная сложность и разнородность структуры южного горного обрамления Сибири обусловила возможность исследования разнообразных взаимосвязей ее с глубинным строением. Наиболее полно изучены соотношения распределения мощностей слоев: а) с типами геосинклинальных структур; б) с режимом тектонических движений; в) с локальными складчатыми структурами различного типа (Моисеенко, 1969).

При сопоставлении мощностей слоев земной коры в геосинклинальных структурах различного типа и возраста обнаруживается корреляция мощности условно гранитного слоя с возрастом эвгеосинклинальных и мезогеосинклинальных структур (рис. 2). В самом общем виде мощность слоя тем больше, чем моложе упомянутые структуры. Например, она явно выше в эвгеосинклинальных каледонидах и герцинидах Центрального Казахстана, Алтая и Юго-Восточного Забайкалья по сравнению с салаиридами восточной части Алтае-Саянской области и добайкалидами Прибайкалья. Мезогеосинклинальные структуры хорошо проявляются в мощности условно

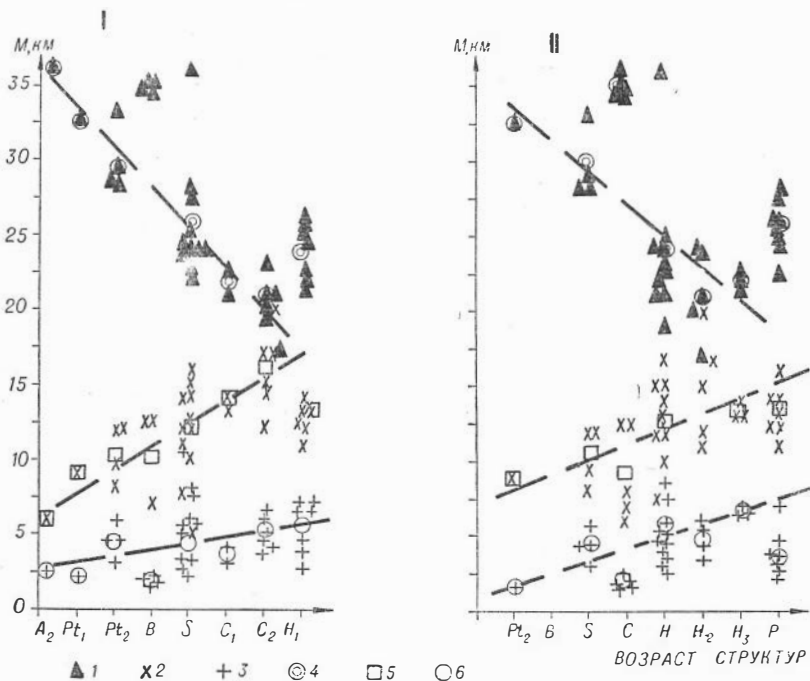


Рис. 2. Зависимость мощностей слоев земной коры от возраста эвгеосинклинальных (I) и мезогеосинклинальных (II) структур в южном горном обрамлении Сибири.

Значения средних мощностей слоев земной коры в тектонических зонах и подзонах: 1 — базальтового, 2 — диоритового, 3 — условно гранитного (вулканогенно-осадочно-гранитного).

Средние для разновозрастных зон и подзон мощности слоев земной коры: 4 — базальтовые, 5 — диоритового, 6 — условно гранитного.

Структуры:  $A_2$  — верхнеархейские,  $Pt_1$  — раннепротерозойские,  $Pt_2$  — средне-протерозойские,  $B$  — байкальские,  $S$  — салаирские,  $C_1$  — раннекаледонские,  $C_2$  — позднекаледонские,  $C$  — каледонские,  $H_1$  — раннегерциньские,  $H_2$  — среднегерциньские,  $H_3$  — позднегерциньские,  $P$  — тихоокеанские. На осях абсцисс — мощность в километрах.

гранитного слоя. Последняя тем больше, чем моложе мезогеосинклинальные структуры. В частности, она больше в герцинидах юго-восточной части Центрального Казахстана и Алтая по сравнению с более древними того же типа структурами Восточного Саяна, Тувы, Забайкалья, Северного и Северо-Восточного Казахстана. Исключения составляют мезогеосинклинальные байкалиды Ципинской и Витимской зон, где, несмотря на древность структур, наблюдается повышенная мощность гранитного слоя, возможно, неточно здесь определенная из-за качества использованных геофизических материалов.

Диоритовый слой находится в закономерных соотношениях с эв-, мезо- и брахигеосинклинальными структурами. Мощность его тем больше, чем позднее время окончания формирования эвгеосинклинальных структур и чем позже наступил брахигеосинклинальный режим. Она увеличена в молодых мезогеосинклинальных структурах и уменьшена — в древних. Например, диоритовый слой характеризуется повышенной мощностью в эвгеосинклинальных каледонидах Центрального Казахстана, в герцинидах Алтая и Восточного Забайкалья и пониженной — в байкалидах и добайкальских структурах Восточного Саяна и салаиридах Алтае-Саянской области. Большие мощности его приурочены к мезогеосинклинальным герцинидам Казахстана и Алтая, а малые к мезогеосинклинальным каледонидам Восточного Саяна и байкалидам Прибайкалья и других районов.

Бальзатовый слой зависит от всех типов структур, только в различной степени. Он тем маломощнее, чем позднее сформировались эвгеосинклинали. Так, наименьшие мощности слоя приурочены к юго-восточной части Центрального Казахстана, а наибольшие — к Восточному Саяну, где эвгеосинклинальное развитие завершилось еще в докембрии. Неотчетливо выявляется утолщение слоя в древних и утонение — в молодых мезо- и брахигеосинклинальных структурах.

Земная кора в целом — в сложных соотношениях с эв- и мезогеосинклинальными структурами и обнаруживает некоторое соответствие со временем наступления брахигеосинклинального режима, испытывая утолщение там, где этот режим установился раньше. Это соответствие часто нарушается соотношениями противоположного характера. Очень четко проявляется прямая зависимость между мощностью земной коры и интенсивностью новейших тектонических поднятий.

Указанные закономерности иногда затушеваны вследствие того, что на них накладывается явление зависимости мощности слоев земной коры от знака преобладающих движений, от степени тектонической подвижности и т. п.

Зависимость мощности слоев земной коры от особенностей тектонического режима на этапах геосинклинального развития весьма отчетливо выявляется на юго-востоке Центрального Казахстана. Здесь было установлено (Моисеенко, 1964<sub>2</sub>), что большая мощность базальтового слоя и повышение его кровли связаны с геоантиклинальным режимом (в Кокдомбакской зоне, Тектурмасском поднятии) или с очень пониженной тектонической активностью в эпоху герцинского тектогенеза (в Ащису-Карагандинской зоне). Малая мощность базальтового слоя и прогибание его кровли сочетаются с наибольшей тектонической активностью (Актогайская зона). Особенно отчетлива связь рельефа кровли базальтового слоя и мощности палеозойской толщи: амплитуда прогиба кровли слоя по величине близка к разности мощностей палеозоя (точнее, силура — перми) в Успенской и Актогайской зонах. Толщина диоритового слоя здесь находится в прямых соотношениях с интенсивностью герцинского складкообразования и мощностью палеозойской толщи. Мощность же гранитного слоя обычно понижена в зонах геоантиклинального развития, увеличена на

участках повышенной тектонической активности и особенно велика в зонах глубинных разломов. Вулканогенно-осадочный слой по мощности обратно пропорционален интенсивности складчатых и магматических процессов.

Материалы по всей территории южного горного обрамления Сибири подтверждают и дополняют выводы, сделанные на основании данных по юго-восточной части Центрального Казахстана. Так, выясняется, что чем древнее тектонические структуры, тем мощнее в них базальтовый слой. В частности, его мощность относительно велика в Тувинском, Бирюсинском, Северо-Прибалхашском (Кокдомбакском), Тектурмасском поднятиях, в Рудно-Алтайской зоне и уменьшена — в Токрауском, Ануйско-Чуйском и Окинском прогибах. Обнаруживается понижение мощности диоритового слоя в геоантиклинальных зонах, а также утолщение его в прогибах, некоторых антиклинориях и у краев тектонических зон близ крупных глубинных разломов (Урюм-Ингодинского, Иртышской зоны смятия). Например, диоритовый слой мощнее в Обь-Зайсанском, Ануйско-Чуйском, Уйменско-Лебедском и Токрауском прогибах и уменьшен — в Чарышко-Теректинском, Тектурмасском, Восточно-Тувинском и Бирюсинском поднятиях. Некоторые тектонические элементы по отражению во всех слоях земной коры составляют исключение из общих закономерностей. Таковы Чарышко-Теректинский антиклинорий на Алтае и Приаргунская подзона в Забайкалье. Их особенности предположительно связываются с пока еще недоказанным обращенным характером этих структур по отношению к существовавшим на их месте древним структурно-генетическим элементам.

Распределение мощностей слоев земной коры проявляет закономерную зависимость от генезиса и строения крупных складок (рис. 3). В обращен-

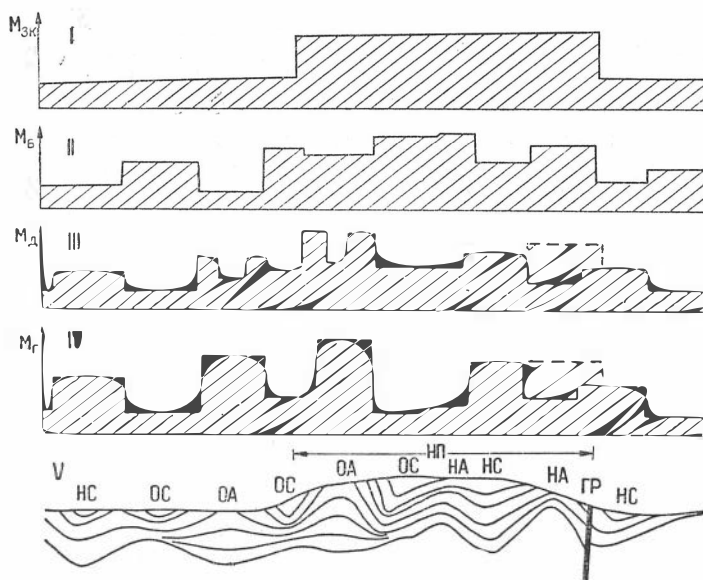


Рис. 3. Схема соотношений мощностей слоев земной коры со структурными элементами.

I—IV—диаграммы изменения мощностей земной коры ( $M_{з.к.}$ ), базальтового ( $M_{б.к.}$ ), диоритового ( $M_{д.}$ ) и гранитного ( $M_{г.}$ ) слоев; V—схема разреза складчатой системы. HC—необращенные синклинии, OC—обращенные синклинии, HA—необращенные антиклинории, OA—обращенные антиклинории, GP—глубинные разломы, НП—новейшие поднятия.

ных антиклинориях и необращенных синклинориях мощность гранитного слоя повышенная, а в необращенных антиклинориях и обращенных синклинориях, напротив, пониженная. Например, в Калбинском и Токрауском необращенных синклинориях (Казахстан), в Еременьтауском обращенном антиклинории наблюдаются крупные локальные утолщения слоя, а в Кузнецко-Алатауском, Катунском (Алтай) необращенных антиклинориях, Бирюсинской глыбе (Вост. Саян), обращенных синклинориях Еременьтау-Чингизской зоны (Центральный Казахстан) — его утонения. В шовных складках типа Тектурмасского антиклинория в Центральном Казахстане мощность гранитного слоя специфических изменений не проявляет.

Диоритовый слой проявляет со складчатыми и глыбовыми структурами соотношения двух типов. В более крупных структурах, таких как Токрауский брахисинклинорий, Тектурмасский антиклинорий в Казахстане, Бирюсинская глыба в Восточном Саяне, этот слой ведет себя в отношении мощностей аналогично гранитному. В структурах сравнительно небольших (Еременьтауский, Кокчетауский антиклинории, Калбинский и Успенско-Акбаурский синклинории) отмечается резкое утонение диоритового слоя под раздувами гранитного, и соответственно соотношения мощностей слоя со структурными элементами оказываются прямо противоположными отмеченным для гранитного слоя. Диоритовый слой в структурах этого типа резко уменьшен по мощности в обращенных антиклинориях и относительно увеличен — в обращенных синклинориях. Такое распределение мощностей диоритового слоя в локальных структурных формах, судя по морфологии раздувов вышележащего гранитного слоя, является вторичным и возникло в процессе образования гранитных масс в ядрах обращенных антиклинориев.

В мощностях базальтового слоя и тем более земной коры в целом локальные структуры типа антиклинориев и синклинориев не находят отражения. Но в их дифференциации проявляется тектоническое различие областей. Так, для области древних, глубокоэродированных структур (Восточный Саян, Северный Казахстан) устанавливается утолщение базальтового слоя, а для районов герцинских складчатых сооружений Алтая и Центрального Казахстана — его утонение.

Те или иные закономерные соотношения между глубинной структурой и приповерхностной тектоникой не являются внескальными. Они относятся обычно к структурным и структурно-генетическим элементам определенного порядка, что особенно отчетливо было видно на примере диоритового слоя. В общем же намечаются зависимости различных порядков. Одни из них регистрируют региональные изменения в распределении масс слоев коры и особенностей строения развития тектонических структур, другие — локальные. Характерно, что в гранитном и диоритовом слоях локальные изменения, а в базальтовом слое — региональные несут следы вторичного перераспределения материала. Без допущения такого перераспределения трудно объяснить и уменьшение мощности диоритового слоя под утолщениями гранитного, и повышенную мощность базальтового слоя в районах более древних геосинклинальных структур.

Выявленные соотношения между глубинной структурой земной коры и тектоническими структурами вскрывают зависимость мощности гранитного и диоритового слоев коры от накопления материала в геосинклинальных прогибах. Действительно, и участки с режимом прогибания, и необращенные синклинории, и обращенные антиклинории представляют собой, как правило, участки аккумуляции осадочных и вулканогенных образований на этапе геосинклинального развития. Эта закономерность осложняется тем, что мощность гранитного и диоритового слоев существенно изменяется в зонах мощно развитых глубинных разломов и в районах с повышен-



ной тектонической активностью безотносительно к интенсивности и характеру осадконакопления. В этих последних случаях, сравнительно малочисленных, материал слоев, видимо, происходит из иных, вероятно, глубинных источников.

Если закономерные соотношения особенностей распределения масс в земной коре с режимом тектонических движений и особенностями генезиса структурных элементов в какой-то мере являются указанием на источники материала, то взаимосвязи мощностей слоев с типами геосинклинальных структур, возможно, отражают время проявления и характер процессов формирования этих слоев. Они объясняют, при каких условиях и почему формируется тот или иной слой земной коры.

## ГЛАВА IV

### СООТНОШЕНИЕ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ С ГЕОЛОГИЧЕСКИМ СТРОЕНИЕМ И РАЗВИТИЕМ В НЕКОТОРЫХ РЕГИОНАХ МИРА

В литературе уже неоднократно подчеркивалось, что геосинклинальные структуры Азии и, в частности, Сибири не тождественны европейским и американским. Различия во времени и режиме развития геосинклиналей, в интенсивности и химизме магматических проявлений и даже в морфологии структур должны иметь отражение и в глубинном строении земной коры разных регионов. Возникает вопрос: отражают ли известные соотношения глубинных и приповерхностных особенностей коры общие закономерности планетарного значения или они носят чисто провинциальный характер?

С целью получения ответа на этот вопрос, а также с надеждой уловить какие-либо другие закономерные связи между особенностями тектонического развития и глубинным строением земной коры рассмотрим имеющиеся материалы по ряду регионов Земного Шара.

#### ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЕВРОПА И АЛЬПЫ

##### Краткая геологическая характеристика

Герцинские геосинклинальные структуры Центральной Европы и классические альпиды Альп представляют особый интерес для выявления связей между геологическим строением и историей развития земной коры и ее глубинной структурой. Этот интерес обуславливается, с одной стороны, близостью расположения двух разновозрастных складчатых систем (герцинской и альпийской) и отчетливо двухэтажным строением одной из них, с другой — тем возможным эффектом, который может оказать на глубинную структуру земной коры покровное строение в Альпах.

Мы рассмотрим герциниды лишь в полосе между Рейном и Эльбой, поскольку именно на нее приходится большинство сейсмических исследований земной коры в Средней Европе. Герцинские структуры здесь на большей части территории погребены под эпигерцинским платформенным чехлом, имеющим мощность от сотен до 1000 м и более. Они выступают в Рейнских сланцевых горах, Чешском массиве, Гарце, Саксонских и Тюрингских горах, Шварцвальде и Vogезах. Краевой прогиб герцинид, располагающийся на севере и сложенный параличскими угленосными осадками намюра и среднего карбона мощностью до 6000 м, заложен на позднекаледонском складчатом основании, о характере которого можно судить по его выходам в Брабантском массиве (Бубнов, 1960). Южнее в герцинидах отчетливо выделяется несколько зон, имеющих в общем северо-восточное простира-

ние. Это, с севера на юг, Рено-Герцинская, Саксо-Тюрингская и Молданубская зоны (рис. 4).

Рено-Герцинская зона сложена мощной (до 16 км) девонской толщей песчано-сланцевых, сланцевых, карбонатно-кремнисто-конгломерато-сланцевых отложений. В южной части зоны в среднем девоне развиты также вулканогенные породы спилито-кератофировой формации (Г. Р. Гертнер и А. Ватцнауэр. «Тектоника Европы»). Нижнекаменноугольные (динантские) осадки морские, песчано-сланцевые, с рифовыми известняками, с основными эффузивами в турнейском ярусе. Мощность их около 1000 м. Выходы додевонских пород (обычно силурийских и ордовикских) редки. Отложения среднего палеозоя имеют явно эвгеосинклинальный характер и интенсивно дислоцированы после верхнего девона на юге зоны и после динанта — на севере (Бубнов, 1960).

Вышележащие угленосные отложения стефанского отдела (верхний карбон) и континентальные образования перми местами обогащены продуктами «субсеквентного» магматизма. Мощность их около 2000 м на правобережье Рейна и более 5000 м — в Саарском районе. По формациям это мезогеосинклинальные образования. Интрузии представлены сравнительно нешироко развитыми согласными телами габбро-диоритов, гранодиоритов, синтектонических гнейсо-гранитов и дискордантными массивами гранитов верхнекаменноугольного или пермского возраста.

Движения в пределах зоны были неравномерными. Так, уже в нижнем девоне в осевой части прогиба возникло поднятие Зигерландского порога. Позднее, а может быть и в то же время, на южной окраине зоны развился Среднегерманский порог, представлявший в дальнейшем устойчивое поднятие. По данным Е. Бедерке (Bederke, 1957), поднятие располагалось также между Рейнскими сланцевыми горами и Гарцем. Возможно, оно являлось ответвлением Зигерландского порога. Г. Гертнер указывает, что максимум погружения в различных прогибах приходился на разное время.

Саксо-Тюрингская зона отличается неполнотой и малой мощностью разреза, значительной ролью в нем карбонатных пород. Тем не менее здесь также проявлен девонский «инициальный» вулканизм, а дислоцированность пород не уступает таковой в Рено-Герцинской зоне. В южной части зоны преобладают докембрийские гнейсы и кристаллические сланцы, прорванные герцинскими гранитами. Зона в среднем палеозое развивалась как геантиклиналь эвгеосинклинали. Верхний палеозой представлен молассоидной толщей с субсеквентными магматитами — эффузивами порфировой и порфириновой формаций. Особенности верхнепалеозойского комплекса отложений и широкое проявление гранитоидного магматизма соответствующего возраста указывают на мезогеосинклинальные условия здесь в течение верхнего карбона и перми.

Молданубская зона сложена преимущественно катаморфическими гнейсами молданубского и кристаллическими сланцами кадомского комплексов и молодыми, главным образом, каменноугольными гранитами (Бубнов, 1960; Зоубек, Машка. «Тектоника Европы»). Отложения нижнего и среднего палеозоя развиты слабо. В основании их залегают «субсеквентные» вулканы среднего кембрия, выше которых следуют песчаники и сланцы ордовика, известняки и граптолитовые сланцы силура, известняки и терригенные осадки нижнего девона и эйфеля, реже также и живета (Гертнер. «Тектоника Европы»). Нижнекаменноугольные молассоидные отложения здесь составляют уже единое целое со среднекаменноугольными. Стефанские и пермские накопления образуют отдельный структурный ярус, местами резко наложенный на более древние структуры. В огромных масштабах проявился гранитоидный магматизм, особенно мощный в период формирования среднего структурного подэтажа (нижний и средний карбон). Извест-

ны здесь также и более древние гранитоиды — докембрийские, каледонские и девонские, нередко превращенные в гнейсы. Тектонические движения проявились многократно. Из них наиболее интенсивны молданубская, кадомская (байкальская) и бретонская складчатости (Гертнер. «Тектоника Европы»). Платформенные условия здесь установились примерно в середине перми (Зоубек, Машка. «Тектоника Европы»).

Создается впечатление, что Молданубская зона прошла эвгеосинклинальное развитие до кембрия. В нижнем и среднем палеозое она развивается как мезогеосинклиналь, сформировавшаяся в среднем карбоне. Такой вывод вполне соответствует германотипному характеру герцинских структур зоны.

По представлениям многих геологов, структуры Молданубской зоны составляют фундамент если не всей альпийской геосинклинали, то ее крайнего прогиба.

Геология Альп, несмотря на многие десятилетия разностороннейших и детальнейших геологических исследований, весьма трудна для описания из-за большой прогнорированности взглядов альпийских геологов на многие коренные вопросы строения и развития этого сложного региона. Подавляющее большинство геологов согласно с тем, что одним из характерных элементов структуры Альп является наличие больших надвигов и шарьяжей. Однако относительно их амплитуд и размеров, тектонической природы ряда конкретных объектов, механизма образования, соотношения автохтонных и аллохтонных компонент и даже относительно общего плана строения Альпийского орогена высказывания весьма различны. До сих пор в геологической литературе часты работы, изображающие структуру Альп в духе классических представлений покровной теории, понятие о которой дают старые работы А. Гейма (Heim, 1918), С. Бубнова (Bubnoff, 1921), Л. Кобера (Kober, 1923). В числе их может быть названа обширная статья Р. Трюмпи (1965), отражающая современное состояние теории шарьяжей. Особенно много приверженцев этой теории, как отмечал в свое время В. В. Белоусов (1956), среди швейцарских геологов. Создается, однако, впечатление, что большинство исследователей стоит на позициях своего рода «ограниченного напизма» или «фестонизма», отвергая гигантские шарьяжи с амплитудой перемещения во многие десятки и сотни километров, прослеживающиеся по простиранию Альп на сотни километров. Ими признаются шарьяжи с амплитудой до 30—40 км, но рисуются обычно как образования локального характера, возникшие в результате срыва масс пород под действием силы тяжести (Гогель. «Тектоника Европы»; Ситтер, 1965; Жидон, 1965). Многие шарьяжи переведены в ранг надвигов, отчасти — сдвигов, некоторые тектонические покровы приобрели автохтонность (Бубнов, 1960; «Тектоника Европы»; Ситтер, 1965, и др.). Вероятно, крупные комплексы, известные под названием покровов (Южно-Альпийский, Австро-Альпийский, Пеннинский, Гельветский и др.), испытали заметные перемещения лишь в своих краевых частях и автохтонны почти в той же мере, в какой и основная масса пород других складчатых систем.

Для преследуемой нами цели наибольший интерес представляют Западные и Центральные Альпы, структура которых одними геологами считается более древней (Бубнов, 1960), другими — более молодой (Kraus, 1962) по сравнению со структурой Восточных Альп. В строении Западных и Центральных Альп установлена четкая зональность. М. В. Муратовым («Тектоника Европы») выделяются в Альпах три зоны: 1) северная внешняя, или миогеосинклинальная; 2) внутренняя, или эвгеосинклинальная, и 3) южная, миогеосинклинальная. Все они в общем соответствуют Гельветской, Пеннинской и Южно-Альпийской покровным зонам. Последние подразделяются на зоны более высокого порядка. Гельветская зона с севера окаймлена Предальпийским краевым прогибом, Южно-Альпийская —

впадиной долины р. По, выполненными слабодислоцированной олигоцен-миоценовой молассой и отчасти флишем. Мощность только послемииоценовых осадков в последней впадине достигает 3000 м (Международная тектоническая карта, 1964).

В Гельветской и являющейся как бы ее составной частью Дофинейской зонах довольно широко развиты метаморфизованные докембрийские и досреднекаменноугольные породы, на которых залегают угленосные и красноцветные, иногда вулканогенные отложения. По границе с Пеннинской зоной среди них находятся крупные массивы герцинских гранитоидов. Палеозой с угловым несогласием перекрывается мощной (около 6 км) толщей сланцев, песчаников и известняков мезозойского и палеогенового возрастов, сложенной в сравнительно простые складки, но часто осложненной шарьяжами и надвигами.

Пеннинская зона объединяет Валлисскую, Бриансонскую и Пьемонтскую зоны альпийских геологов (Трюмпи, 1965, и др.), различающиеся особенностями разреза мезозойских отложений, их фациями и мощностями. Наиболее типичны для Пеннинской зоны сильнометаморфизованные блестящие сланцы. Обычны кремнистые и карбонатные породы, а также нижнемеловые основные и ультраосновные вулканы офиолитовой формации. Только в Бриансонской подзоне мезозой резко сокращен в мощности и представлен преимущественно карбонатными и даже угленосными отложениями. Дислоцированность и метаморфизм палеозойских (слагающих большую часть зоны) и мезозойских пород весьма интенсивны. Нередко они превращены в кристаллические сланцы и гнейсы. Степень метаморфизма возрастает в северо-восточном направлении (Ramsay, 1963). По юго-восточному краю зоны широко развиты крупные альпийские основные и ультраосновные интрузии.

Южно-Альпийская зона сложена триасовыми известняками и доломитами, терригенными и вулканогенными пермскими отложениями, относительно слабодислоцированными (Ситтер, 1960), залегающими на резко дислоцированных более древних образованиях палеозоя.

К Южно-Альпийской зоне часто относят и зону Ивреа, сложенную предположительно палеозойскими кристаллическими сланцами и гнейсами, прорванными альпийскими интрузиями основного и ультраосновного состава и герцинскими гранитоидами. Некогда она рассматривалась как корневая зона пеннинских покровов, «рубец» альпийской складчатой системы (Бубнов, 1960). Нам представляется более правильным относить зону Ивреа к Пеннинской зоне. Это более соответствовало бы особенностям метаморфизма и магматизма в ней. С юго-востока к зоне Ивреа, очевидно, примыкают скрытые под молассой впадины р. По складчатые сооружения, сложенные преимущественно флишевыми образованиями верхнего мела — эоцена.

Как можно заключить по характеру домезозойских отложений, Альпийская геосинклиналь была заложена на герцинидах типа центральноевропейских. В большинстве случаев это были верхнепалеозойские мезогеосинклинальные герциниды, развитие которых, возможно, завершилось лишь в триасе. В верхнетриасово-нижнемеловой этап формируются Пеннинский эвгеосинклинальный, Гельветский и Южно-Альпийский миогеосинклинальные комплексы. При этом Пеннинский комплекс развивался в условиях интенсивного прогибания и неравномерности тектонических движений. На фоне общего погружения Пеннинской геосинклинали выделялись интрагеоантисклиналь Бриансонской зоны и, вероятно, поднятие зоны Ивреа. Верхний мел — эоцен — начало олигоцена являются для Альп временем завершения эв- и миогеосинклинального развития, началом общей инверсии тектонического режима и формирования надви-

гов и шарьяжей. В конце олигоцена здесь устанавливаются брахигеосинклинальные условия, которые, однако, уже в плейстоцене сменились «орогосинклинальными», или «террагеосинклинальными». Четвертичные поднятия здесь достигли амплитуды в 3—4 км (Краус, 1957).

В восточной части Альпийской геосинклинальной системы для нас особенно интересен так называемый Венгерский, или Паннонский, срединный массив, составляющий основание Венгерской впадины. Судя по данным Ф. Сентеша («Тектоника Европы»), этот массив закончил геосинклинальное развитие в мезозое и уже в палеогене начал нисходящие движения эпейрогенического характера. В строении массива значительна роль палеозойских отложений, иногда превращенных в гнейсы и кристаллические сланцы. А. Л. Яншин (1965) считает Паннонскую низменность участком скучивания и нелинейного развития альпийских складок, применение термина «срединный массив» к которому нецелесообразно.

### Строение земной коры

Описанию данных о глубинной структуре земной коры предпослано краткую характеристику аномального гравитационного поля, исходя из карты, опубликованной Бруйном (Вгунп, 1955).

К высокогорной части Альп, исключая Южные Альпы, приурочен обширный минимум силы тяжести интенсивностью в  $(-160) - (-185)$  *мг/л*. Этот минимум как бы огибает с запада максимум интенсивностью до  $+25$  *мг/л*, охватывающий Южные Альпы и зону Ивреа. Градиент силы тяжести на их границе достигает  $6,5$  *мг/л/км*. На максимум как бы наложен узкий, но протяженный минимум до  $-160$  *мг/л*, приходящийся на долину р. По и ориентированный в широтном направлении. К северу и западу от Альпийского минимума развиты обычно мелкие, различной формы и ориентировки аномалии интенсивностью от  $-5$  до  $+50$  *мг/л* и амплитудами 20—40 и редко 50—75 *мг/л*. Характер поля четко отражает глыбовую структуру Центральной Европы и подчеркивает различие областей альпид и герцинид.

Глубинное строение земной коры (особенно Альп) постигла та же участь, что и приповерхностную структуру: обилие исследований породило многообразие вариантов, степень истинности которых не всегда еще может быть оценена. Так, на основании сейсмологических данных, обзор которых дан в статьях Д. Б. Майкелуана (1949) и А. А. Трескова (1955), ряд исследователей, в том числе и Б. Гутенберг, предполагали под Альпами «корни гор», достигающие глубин 50—60 км при мощности коры на прилегающей территории около 45 км. В соответствии с этими представлениями интерпретировались и аномалии силы тяжести (Bott, 1954). Однако сейсмологические данные послужили Л. Минтропу (Mintrop, 1953) основанием для отрицания корней гор у Альп. П. Калои (Caloi, 1958) затем снова подтвердил наличие утолщения земной коры в Альпах, но подчеркнул, что происходит оно за счет увеличения мощности «промежуточного», т. е. диоритового слоя. Б. Гутенберг (Gutenberg, 1957) указывал на образование корня за счет гранитного слоя, который у него охватывал и собственно гранитный и диоритовый слои. Позднейшие исследования Г. Клосса (Closs, 1964) также свидетельствуют об утолщении земной коры под Альпами, но строение его оказывается исключительно сложным (рис. 5). Насколько значительны различия между данными разных авторов, можно видеть по рис. 6. Эти различия касаются не только мощности коры и ее отдельных слоев, но и скоростей упругих волн в этих слоях. Однако обращает на себя внимание одна характерная черта: мощность земной коры и скорость сейми-

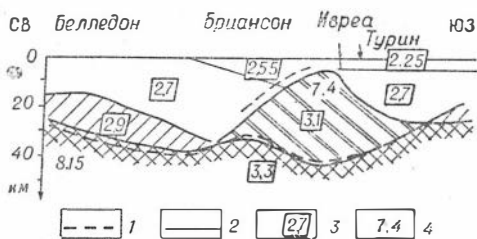


Рис. 5. Гравиметрическая модель Западных Альп, по Клоссу и Паскалю (Closs, 1964).

1 — сейсмические данные, 2 — предполагаемые структуры, 3 — значения плотностей, 4 — скорости продольных волн в км/сек.

ческих волн в ней заметно ниже, чем в Восточной Европе или Азии\*. Фактически здесь, если исходить из данных Г. Клосса и К. Бенке (Closs, Behnke, 1961), на территории Западной Германии так называемый базальтовый слой по скоростям волн соответствует диоритовому (см. рис. 6). Поэтому в дальнейшем мы будем называть его нижним диоритовым.

Несмотря на пестроту имеющихся сейсмических данных, мы попытались построить схему

глубинного строения коры для некоторой части Европы и Альп. Для этого нами использованы материалы Г. Клосса, К. Бенке, Г. Калои, Г. Либшера, Г. Рейха, Г. Дора, А. Демнати, Г. Рише (Closs, 1964; Closs, Behnke, 1961; Caloi, 1958; Liebscher, 1964; Dohr, 1957; Demnati, Dohr, 1965; Reich, 1957, 1960, 1960; Rische, 1961).

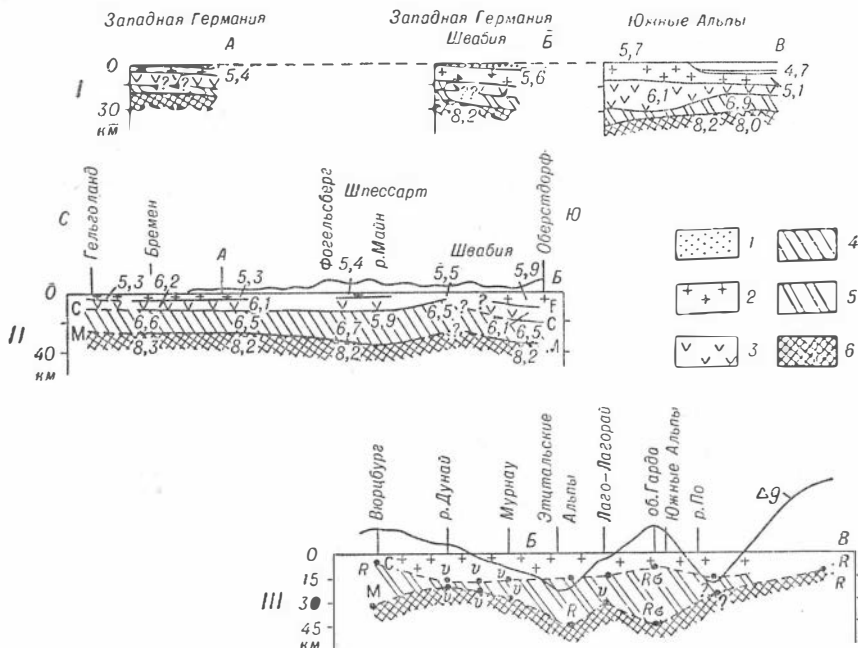


Рис. 6. Разрезы земной коры Альп и Средней Европы, по Калои (А), Клоссу и Бенке (Б) и Клоссу (В) примерно вдоль линии А — Б — В на рис. 4.

Слои: 1 — вулканогенно-осадочный, 2 — гранитный (I), условно-гранитный (II) и гранито-диоритовый (III), 3 — диоритовый, 4 — нижний диоритовый, 5 — базальтовый, 6 — подкорковый. Поверхности раздела: М — Мохоровичича, С — Конрада, F — Фёрча. Глубины до границ, определенные методами: v — отраженных волн, R — рефрагированных волн, σ — по гравиметрическим данным.

Примечание. Профиль II составлен по результатам точечных сейсмических измерений. Числа обозначают скорости упругих волн.  $\Delta g$  — аномалии Буге.

\* По устному сообщению А. А. Борисова, немецкие геофизики дают несколько заниженные (на 5—10 км) значения мощностей земной коры.

Как можно видеть из рис. 7, в пределах Центральной Европы (Западной Германии) мощность земной коры варьирует от 25 до 30 км, достигая наибольших величин в районе нижнего и среднего течения Майна и в южной части ФРГ. В Альпах она возрастает до 35—55 и даже до 65 км (Closs, 1965), причем градиент ее изменения и дифференцированность весьма значительны. Местами мощность изменяется на 10 км на расстоянии 17—18 км. Характерно, что в долине р. По наблюдается повышение подошвы земной коры до 30—35 км, несмотря на наличие здесь интенсивного гравитационного минимума, а в зоне Ивреа и в Южных Альпах — ее наибольшее погружение (53—55 км), хотя здесь поле силы тяжести резко повышенное.

Настоящий базальтовый слой зафиксирован лишь в Альпах (Caloi, 1958; Closs, 1964, 1965) и в районе гор Шпессарт (Closs, Behnke, 1961). В первом случае мощность его варьирует от 0 до 45 км, а глубина залегания кровли 7—40 км, во втором — мощность около 20 км, глубина залегания 10—15 км.

Нижний диоритовый слой залегает на различных глубинах (от 4 до 20—22 км), но в общем испытывает очень слабое погружение с севера на юг. Мощность его 10—20 км на севере и, видимо, 17—22 км на юге.

Кровля диоритового (верхнего диоритового) слоя залегает на глубинах от 0 до 12—13 км (редко 14—17 км). Малые величины глубин наиболее часты в северной половине региона. Мощность гранитного слоя (без осадочно-вулканогенного), по-видимому, повсеместно резко изменчива, но в общем она заметно больше в Альпах. В Центральной Европе гранитный слой обычно имеет толщину не более 10 км и во многих местах, вероятно, совсем выклинивается. Мощность гранитного слоя в долине р. По около 9 км, т. е. несколько меньше, чем в Альпах (Caloi, 1958). Гравитационный минимум здесь, очевидно, обусловлен большой мощностью вулканогенно-осадочной толщи.

В Венгерской впадине, по данным Я. Гальфи и Л. Штегена (1960; Galfi, Stegena, 1967), граница Конрада находится на глубине около 19 км, а мощность коры здесь 23—25 км. Минимальна она в периферических районах и в междуречье Тисса—Дунай. В Центральной части впадины она несколько больше. Характерно, что определения скоростей сейсмических волн по профилю Тьорел — Хайдусобосло дали величины 5,2—5,9 км/сек для сейсмического гранитного слоя и 6,65 км/сек — для габбрового (в Чехословакии, по В. Карниху, 6,35 км/сек) при 8,1 км/сек для подкорового слоя. По существу, базальтовый слой здесь отсутствует.

Соотношения слоев земной коры сравнительно просты, хотя и не всегда однозначны (Bederke, 1957), в Центральной Европе и, как показывают работы Г. Клосса (Closs, 1964), весьма сложны в Альпах. Так, в зоне Ивреа базальтовый слой резко утолщается, вытесняя полностью диоритовый и приобретая плотность, близкую к плотности мантии, а в Бриансонской он полностью выклинивается, уступая место диоритовому слою. В массиве Белледон исчезает гранитный слой и т. д. Подобные явления имеют место и к северу от Альп, но здесь они, вероятно, редки. В качестве примера можно указать выклинивание диоритового слоя в Швабии, гранитного — в северной части ФРГ, резкое утонение диоритового и утолщение гранитного — в районе Верхнерейнского грабена.

### Соотношение глубинной структуры земной коры с тектоникой ее верхних горизонтов

Имеющиеся материалы позволяют охарактеризовать особенности строения земной коры почти каждой из описанных выше тектонических зон.



В зоне краевого прогиба герцинид мощность земной коры незначительна, нижний диоритовый слой располагается на глубинах 12—17 км, а верхний диоритовый — 2—9 км при мощности осадочного слоя 2—6 км.

По Рено-Герцинской зоне мы не располагаем необходимыми материалами. Единственное же определение, заимствованное нами у Е. Бедерке (Bederke, 1957) для района нижнего Гессена, дает глубину до нижнего диоритового слоя около 8 км. Оно приходится на район, где герцинские складчатые сооружения перекрыты платформенным чехлом и, по мнению Е. Бедерке, приурочено к участку поднятия в период герцинского осадконакопления. По-видимому, оно не типично для зоны в целом.

Обращает на себя внимание отсутствие здесь четких границ выше границы Конрада и некоторое понижение скоростей упругих волн в нижнем диоритовом слое (см. рис. 7).

Саксо-Тюрингская зона отличается повышенной мощностью земной коры, средней глубиной залегания нижнего диоритового слоя (13—15, до 18 км) и в общем неглубоким залеганием — диоритового (3—10 км), понижением скорости волн в диоритовом и повышением — в нижнем диоритовом слое.

В Молданубской зоне отмечается поднятие границ Конрада и Моховичича и выклинивание диоритового слоя.

Пеннинская зона, лежащая на ее продолжении, часть Восточно-Альпийской и Южно-Альпийская зоны характеризуются наибольшими мощностями земной коры и весьма неравномерным, вплоть до полного выклинивания, распределением базальтового слоя. Последний наибольшее утолщение испытывает в таких геосинклинальных зонах, как зона Ивреа и Южно-Альпийская. В Пеннинском и Пьемонтском прогибах наиболее развит диоритовый слой, а кровля базальтового слоя прогнута.

На Гельветскую зону приходится средняя мощность коры (33—40 км) и значительная мощность диоритового слоя (20—25 км) при очень малой — гранитного.

Четкое совпадение четвертичных поднятий с молодыми геосинклинальными структурами в Альпах при сопоставлении с севернее расположенной областью создает впечатление, что мощность земной коры отражает здесь продолжительность геосинклинального развития: она почти в два раза меньше в области герцинид по сравнению с альпидами, где геосинклинальный цикл повторился дважды. В пользу такого же вывода говорят и случаи отсутствия базальтового слоя в областях мощных современных поднятий. Однако большая мощность земной коры там, где альпийские геосинклинальные комплексы либо маломощны, либо совершенно отсутствуют (зона Ивреа, Южно-Альпийская зона), и малая на участках альпийской эвгеосинклинали, не испытавших четвертичных поднятий (Венгерская впадина, окраины впадины р. По), противоречат представлению о зависимости общей мощности коры от геосинклинального развития, заставляя искать зависимость мощности коры от процесса четвертичных и современных поднятий. Этот вывод подтверждается и приуроченностью наибольших мощностей коры к району Бернина — Адамелло — Адидже, где развиты преимущественно палеозойские породы, если, конечно, они находятся в автохтонном залегании. Только малой зависимостью мощности земной коры от геосинклинального развития можно объяснить ее постоянство в центральноевропейских герцинидах с их отчетливой зональностью.

Базальтовый слой с соответствующими скоростными и плотностными характеристиками известен лишь на участках Альп, испытавших четвер-

тические поднятия. При этом он наиболее развит в зонах геоантиклинального развития на геосинклинальном этапе.

Диоритовый и гранитный слои в сумме обнаруживают явственную взаимосвязь с характером геосинклинальных структур и режимом их развития. Они мощнее в альпидах, чем в герцинидах, а среди последних наибольшей мощностью отличаются зоны, дольше сохранявшие эвгеосинклинальный режим (Саксо-Тюрингская по сравнению с Молданубской). Значительна их мощность и в зоне краевого прогиба герцинид, но здесь фактически выклинивается гранитный слой. Весьма отчетлива зависимость диоритового и отчасти гранитного слоев от тектонического режима. Участки с геоантиклинальным режимом (Ивреа, Молданубская зона и др.) отличаются резко пониженной, а с геосинклинальным (Пеннинский и Пьемонтский прогибы) — повышенной мощностью. Диоритовый слой в Альпах обладает большими скоростями упругих волн и, вероятно, большей плотностью по сравнению с Саксо-Тюрингской зоной. В последней, однако, замечается увеличение скоростей в базальтовом слое. Это хорошо увязывается с эвгеосинклинальным развитием альпид, еще не прошедших мезогеосинклинальный цикл, и мезогеосинклинальным характером поздних герцинид Саксо-Тюрингской зоны. В альпидах именно диоритовый слой, который часто лучше было бы называть гранитным, определяет особенности строения коры, коррелирующиеся с особенностями тектоники.

Гранитный слой здесь ведет себя несколько необычно. Концентрация его масс наблюдается нередко на участках с геоантиклинальным режимом, таких как Бриансонская зона в Альпах или Молданубская в пределах Швабии.

В заключение отметим, что если исходить из позиций «малоальпинистов», то взаимосвязи глубинного и приповерхностного строения в Альпах оказываются обычными для большинства складчатых областей. Особенностью Альп, а также и центральноевропейских герцинид, является пониженная основность земной коры. Она может быть объяснена поздним заложением геосинклиналей, когда в соседних регионах, являвшихся источниками обломочного материала, уже существовала достаточно мощная и отдифференцированная кора.

## КАВКАЗ

### Краткая геологическая характеристика

Геосинклинальная структура Кавказа, подобно альпийской, многоярусна (полициклична). В ней в настоящее время достаточно отчетливо установлены каледонский, герцинские, мезозойский (киммерийский) и альпийский структурные комплексы (Кизевальтер и др., 1960; Милановский, Хаин, 1963; Гамкрелидзе, 1966<sub>1</sub>; Кузнецов, 1960, и др.)\*. Рядом исследователей выделяется и докембрийский комплекс (Паффенгольц, 1958, и др.). Сложность структуры Кавказа обуславливается, помимо ее многоярусности, также и зональностью, отчетливо проявляющейся, по крайней мере, с юры.

В настоящее время известно большое число тектонических схем Кавказа. Схемы последних лет в отношении крупнейших структурных элементов различаются обычно лишь в деталях контуров, по наименованиям и таксономии этих элементов. По одной из последних схем П. Д. Гамкрелидзе

\* Киммерийский и альпийский здесь обычно объединяются в один альпийский цикл

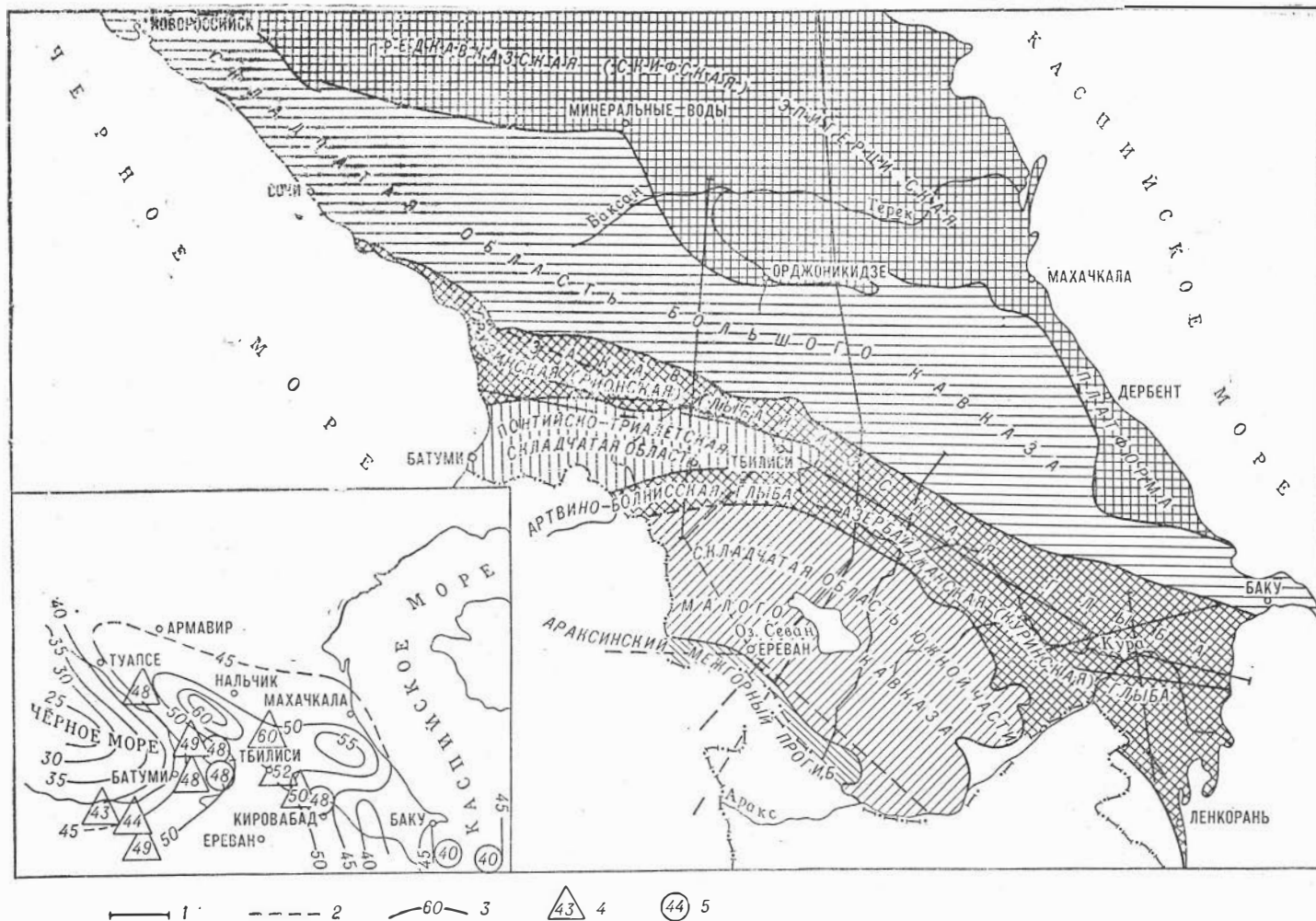


Рис. 8. Схема тектоники Кавказа (по П. Д. Гамкрелдзе) и расположения профилей ГСЗ (по Б. К. Балавадзе, И. О. Цимельзону, Г. В. Краснопевцевой и др.). На врезке — схема мощности земной коры Кавказа (по Б. К. Балавадзе).

(1966) здесь выделяются с юга на север: Предкавказская эпигерцинская платформа, складчатая область Большого Кавказа, Закавказская межгорная глыба, Понтийско-Триалетская складчатая область, складчатая область южной части Малого Кавказа, Араксинский межгорный прогиб (рис. 8). Часто две предпоследние области объединяются в один мегантиклинорий Малого Кавказа.

Домезозойская история развития Кавказа вследствие спорадического развития древних отложений известна очень слабо. Кристаллические сланцы, гнейсы и амфиболиты метаморфических толщ ( $P_{z_1}$ ? PCm?), терригенные и вулканогенные (в том числе и спилиты), иногда карбонатные образования нижнего и среднего палеозоя общей мощностью около 30 км, основные и ультраосновные интрузии как будто однозначно указывают на эвгеосинклинальный характер каледонских и раннегерцинских структур. Необычным является наличие угленосных осадков и эффузивов порфировой формации в среднепалеозойской толще, а также мощное проявление раннегерцинского гранитоидного магматизма, сближающие Кавказскую геосинклиналь того времени с мезогеосинклиналями. Характерно, что здесь, как и в Альпах, раннегерцинский цикл заканчивается в конце дианта.

Область главного хребта Большого Кавказа, по П. Д. Гамкрелидзе, до верхнего карбона являлась геоантиклиналью.

Судя по данным Е. Е. Милановского и В. Е. Хаина («Тектоника Европы»), в среднем и верхнем карбоне она развивается как мезогеосинклиналь западноевропейского типа. Пермь и нижний триас (?) явились для региона временем брахигеосинклинального развития и накопления красноватых и угленосных отложений с локальными проявлениями вулканической деятельности.

Рионско-Куринская депрессия и Малый Кавказ представляли собой слабовоздымающийся срединный массив (Милановский, Хаин, 1963).

Глубокий предъюрский размыв в лейасе на Большом Кавказе сменился мощным погружением и накоплением преимущественно сланцевых, а в средней юре и вулканогенных толщ, интенсивно дислоцированных перед верхней юрой. Мощность их достигает 5 км на южном склоне Кавказского хребта и 8—10 км на его восточной оконечности.

Уже перед верхней юрой происходит инверсия тектонического режима, появляются инверсионные поднятия в осевой части прогиба, сопровождающиеся смещением прогибов к северу и югу (Белоусов, 1962; Сорский, 1962). В верхней юре, мелу и палеогене (до олигоцена) накапливаются преимущественно флишевые и карбонатные осадки, а в пределах интрагеосинклинали южного склона в альб-сеноманское время также и порфиритовые лавы (Дзоценидзе, 1966).

Как указывают Е. Е. Милановский и В. Е. Хаин («Тектоника Европы»), северная половина геосинклинальной системы Большого Кавказа являлась типичной миогеосинклиналью, южная — эвгеосинклиналью с неполно выраженными чертами. Многие исследователи отмечают для Кавказа наличие поперечной зональности.

В то же время (юра-эоцен) в пределах Рионско-Куринской депрессии (на Закавказской межгорной глыбе) накапливались лишь маломощные «платформенного типа» отложения, впоследствии слабо дислоцированные (Гамкрелидзе, 1966).

В области Малого Кавказа, за исключением его северо-восточной части, развивавшейся как мезогеосинклиналь (Сомхетско-Карабахский антиклинорий), геоантиклинальный режим удерживался почти до альба. В мелу здесь закладывается Аджаро-Триалетская и Севанская, или Севано-Акеринская, эвгеосинклинали. В течение мела — палеогена, а в первой из них и нижнего миоцена накапливаются мощные (до 10—12 км)

преимущественно терригенные и вулканогенные толщи, местами проявляется офиолитовый магматизм. Развитие этих эвгеосинклиналей заканчивается интенсивной складчатостью. За их пределами на Малом Кавказе альпийское складкообразование было относительно слабым.

В олигоцене, а в некоторых районах Закавказья, возможно, в миоцене начинается новый этап в развитии Кавказа, захвативший и весь антропоген. Малый Кавказ развивается на этом этапе как мезогеосинклиналь, Рионско-Куринская депрессия — как брахигеосинклиналь. При этом по химизму лав область Малого Кавказа на большей части своей территории проявляет черты мезогеосинклинали 2-го рода (с магматическими продуктами повышенной основности), что вполне соответствует ее предшествующему развитию срединного массива.

Большой Кавказ, судя по характеру вулканических продуктов (Милановский, 1966), в неоген-четвертичное время представлял собой мезогеосинклинальное поднятие.

Неоген-четвертичные движения выразились, кроме пологой дислоцированности моласс и вулканогенных накоплений, в неоднократных дифференцированных поднятиях значительной амплитуды (Думитрашко и др., 1961).

### Строение земной коры

Благодаря работам Б. К. Балавадзе, Г. К. Твалтвадзе, Г. Ш. Шенгелая и др. (Балавадзе, 1957, 1966<sup>1,2</sup>; Балавадзе и др., 1960, 1961, 1966), М. С. Абекелия (1955), Б. Д. Требуковой (1962), Г. К. Твалтвадзе (1958, 1960, 1966), А. А. Али-Заде, И. О. Цимельзона (1966), Ю. Г. Юрова (1963), М. В. Авдулова (1963), Г. В. Краснопевцевой (1966<sup>1,2</sup>) и других геофизиков и геологов глубинное строение Кавказа в общих чертах изучено. Однако многие даже крупные детали структуры земной коры ряда районов до сих пор неясны. Так, сейсмические данные по Большому Кавказу исчерпываются двумя профилями, один из которых весьма схематичен и не дает представления о внутреннем расчленении коры (Юров, 1963). Другой появился в печати без необходимых физических и технических характеристик (Матушкин, 1967). Очень ограничены и, как правило, схематичны сведения о строении земной коры на Малом Кавказе. Составленные Б. К. Балавадзе и другими геофизиками схемы мощностей и рельефа поверхностей слоев коры, исключая осадочный, базируются в основном на расчетах гравиметрических аномалий с использованием определенных допущений о соотношениях различных слоев и, естественно, могут иметь большие погрешности. Несколько большей детальностью исследования и учетом неоднородностей строения верхних горизонтов земной коры отличаются разрезы и схемы М. В. Авдулова (1963), однако и в них проскальзывает стремление автора видеть согласие границ подкорового и базальтового слоев. Важность учета неоднородностей верхних слоев земной коры была особо подчеркнута Б. В. Григорьянцем (1964).

Рассмотрим сейсмические данные о строении земной коры на Кавказе.

До последнего времени сейсмические сведения о строении земной коры в западной половине Закавказской глыбы были весьма скудны. По Г. К. Твалтвадзе (1958), в районе Ткибули мощность коры 48 км, базальтового слоя — 24, гранитного — 17 и осадочного — 7 км. По скоростным характеристикам сейсмический гранитный (с-гранитный) слой с  $v_r = 5,6$  км/сек соответствует гранитному, базальтовый с  $v_r = 6,5$  км/сек диоритовому слою нашей схемы. В Колхидской впадине слой с  $v_r = 6,1$  км/сек фиксируется на глубине 8,0—8,5 км (Твалтвадзе, 1960).

Лишь недавно в печати появилась заметка Г. В. Краснопевцевой

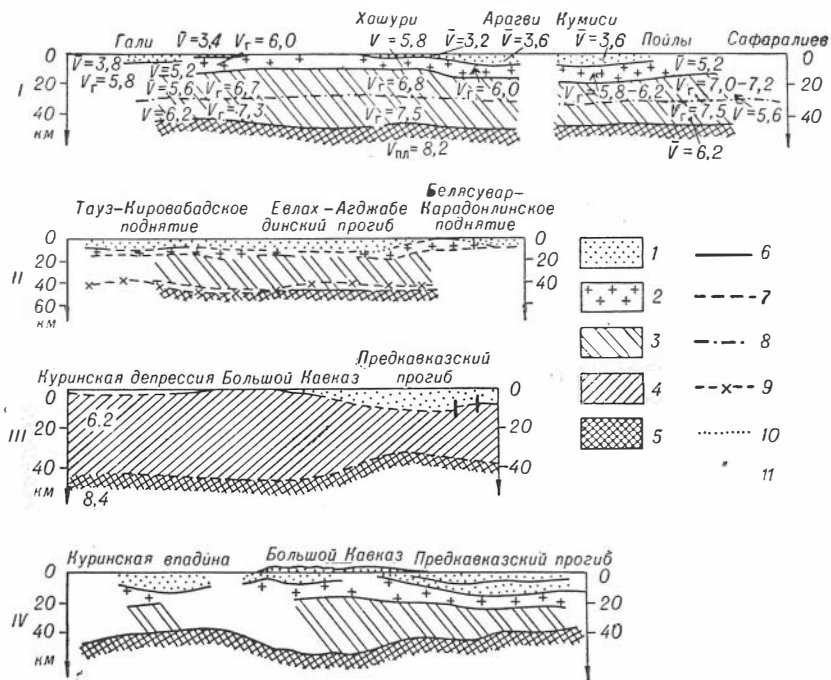


Рис. 9. Сейсмические разрезы земной коры на Кавказе (I — профиль Гали—Сафаралиев, по Г. В. Краснопевцевой; II — Кировабад — Пушкино, по Н. И. Давыдовой и др.; III — профиль через Большой Кавказ, по Ю. Г. Юрову; IV — профиль через Большой Кавказ, по Б. А. Матушкину).

1 — осадочный слой, 2 — условно гранитный и диоритовый нерасчлененные слои, 3 — базальтовый слой, 4 — земная кора нерасчлененная, 5 — подкорковый слой, 6 — участки границ, построенные по встречным годографам, 7 — то же по одиночным годографам, 8 — поверхность нижнего базальтового слоя, 9 — граница М по данным отраженных волн, 10 — участки интерполяции, 11 — разломы.

(1966<sub>2</sub>), содержащая детальный сейсмический разрез по профилю Гали — Натахтари-Кумиси — Сафаралиев (рис. 9). Как следует из этого разреза (см. также: Н. И. Давыдова и др., 1966), земная кора в пределах Грузинской глыбы изменяется по мощности от 40 до 50 км, будучи наиболее тонкой в Колхидской впадине и мощной близ Дзирульского массива и напротив северо-восточных отрогов Триалетского хребта. Базальтовый слой здесь расчленяется на нижний с  $v_g = 7,3—7,5$  км/сек и верхний с  $v_g = 6,7—7,2$  км/сек базальтовые слои. Скорости волн в них увеличиваются с запада на восток. Поверхность нижнего базальтового слоя залегает на глубине 28—32 км, испытывая воздымание в наиболее поднятой части Грузинской глыбы и прогибание у северо-восточного окончания Аджаро-Триалетской зоны. Кровля верхнего базальтового слоя располагается на глубинах 10—22 км. Она высоко поднята в Дзирульском массиве, погружаясь в сторону побережья до 14 км. К востоку от Дзирульского массива поверхность слоя испытывает значительное погружение, снова несколько воздымаясь по направлению к Тауз-Кировабадскому поднятию.

Общая мощность базальтового слоя (без разделения) 22—30 км. Она отчетливо увеличивается на участках кайнозойских поднятий и уменьшается в прогибах. с-Гранитный слой, который, судя по скоростям сейсмических волн  $v_g = 5,7—6,2$  км/сек, включает породы диоритового, гранитного и вулканогенно-осадочного слоев, обладает мощностью 10—14 км.

Он несколько утолщен в прогибах и утонен в поднятиях кайнозойского времени. В Дзирульском массиве выступает на земной поверхности, в Рионской и Куринской депрессиях погружается до 5—9 км соответственно.

Сходный сейсмический разрез устанавливается в восточной половине Закавказской глыбы. По данным А. А. Али-Заде, И. О. Цимельзона, М. М. Раджабова, Д. Л. Терешко (Али-Заде и др., 1965, 1966), Ю. Г. Ганбарова, Ю. М. Керимова, С. В. Ахундова (1966), в Куринской депрессии мощность земной коры измеряется 38—55 км. Она уменьшается в сторону Малого Кавказа и поднятия, разделяющего Рионскую и Куринскую депрессии. Базальтовый слой находится на глубинах от 7 до 17 км (те же авторы, а также Требукова, 1962), и мощность его изменяется в пределах 23—39 км. Намечается утолщение слоя в поднятиях и утонение — в прогибах (см. рис. 9). Судя по значениям скоростей упругих волн (Али-Заде, Цимельзон, 1966), описываемый слой иногда залегает на глубинах 3—4 км от земной поверхности. По скоростным характеристикам он вполне отвечает нормальному базальтовому слою ( $v_r = 6,7 - 7,5$  км/сек). Своего рода аномалию представляют данные Ю. Г. Ганбарова, Ю. М. Керимова и С. В. Ахундова (1966), которые для района Кировабада приводят значение скорости  $v_r$  в базальтовом слое 6,0 км/сек.

Сейсмический гранитный (с-гранитный) слой Куринской депрессии отличается малой мощностью, редко превосходящей 10 км и местами уменьшающейся до нуля. Например, он совершенно выклинивается в районе описанного еще в 30-х годах В. В. Федынским (1937) Тальско-Вандамского гравитационного максимума (Али-Заде и др., 1965) и несколько утолщается в поднятиях и утоняется в прогибах олигоцен-четвертичного времени. По скоростям сейсмических волн (6,2—6,3 км/сек) это нормальный диоритовый слой с локальными скоплениями гранитных масс.

Весьма заметную составляющую в разрезе коры здесь представляет осадочный слой, мощность которого достигает 13 км (Али-Заде и др., 1966).

Складчатая область Малого Кавказа характеризуется мощностью земной коры в 47—50 км. Наименьшие ее значения отмечаются в районе Тальского антиклинория. Кровля базальтового слоя на профиле Нахичевань — Кировабад находится на глубинах от сотен метров до 4—10 (?) км, а в районе Талыша на глубинах 13—15 км, поднимаясь на отдельных участках до 7—8 км. Мощность слоя 35—48 км. Диоритовый слой (с-гранитный) залегает на глубинах от сотен метров до 7—8 км. Гранитный слой, видимо, развит спорадически, а вулканогенно-осадочный на большей части территории области не превосходит 3—5 км, лишь на юго-востоке достигая 7—8 км.

Большой Кавказ по профилю Степное — Бакуриани (пр. 3 на рис. 8 и 9) выделяется повышенной мощностью земной коры по сравнению с Куринской депрессией и Предкавказским прогибом: 47—49 км против 43 и 32 км соответственно (Юров, 1963). О слоях коры данные ГСЗ по этому профилю отсутствуют. При расчете мощности коры Ю. Г. Юровым была принята для ее «консолидированной» части средняя скорость упругих волн 6,2 км/сек. Б. А. Матушкин (1967) приводит профиль ГСЗ через Большой Кавказ, на котором выделена поверхность Конрада, воздымающаяся под мегантиклинорием Большого Кавказа до 18—20 км против 27 км в Предкавказском прогибе\*, и поверхность внутри с-гранитного слоя, располагающаяся здесь на глубинах 4—10 км. Мощность земной коры под Большим Кавказом 58—59 км.

\* Из анализа позднее опубликованных данных (Г. В. Краснопецева и др., 1967) следует, что на Большом Кавказе эта поверхность по величинам скоростей является внутрдиоритовой, а кровля базальтового слоя погружена почти на 20 км относительно прилежащих участков.

По Б. К. Балавадзе (1966), мощность земной коры на Большом Кавказе достигает 56—60 км.

Много труда исследованию земной коры Кавказа по гравиметрическим данным посвятил Б. К. Балавадзе. Составленные им схемы рисуют значительное утолщение коры на Большом Кавказе при преобладании средних значений ее мощности в 45—55 км. Утонение ее отмечается в Куринской депрессии. Гранитный (с-гранитный) слой имеет раздувы на Большом Кавказе (до 30 км) и на Малом Кавказе (до 25 км), а утонение (до 5 км) — в Куринской депрессии.

Заметим, что в приводившихся выше данных А. А. Али-Заде и др. (1966) существование столь мощного с-гранитного слоя на Малом Кавказе не находит подтверждения. На Большом Кавказе, судя по строению коры в районе Ткибули, раздув этого слоя вполне возможен. Это подтверждается расчетами М. В. Авдулова (1963). Согласно этим расчетам, в районе Садоны мощность гранитного слоя изменяется от 8 до 34 км, а толщина базальтового несколько уменьшается. По данным ГСЗ, напротив, на Большом Кавказе утоняется с-гранитный слой, а утолщается базальтовый (Матушкин, 1967).

В заключение весьма кратко остановимся на сейсмических характеристиках Черноморской и Каспийской впадин.

Согласно данным Ю. П. Непрочнова, А. Ф. Непрочновой, Ю. П. Гончарова, С. М. Зверева и др. (Непрочнов и др., 1959, 1962, 1964; В. П. Гончаров и др., 1966, и др.), земная кора под Черным морем имеет мощность 22—33 км и лишь в краевых его частях увеличивается до 35—46 км. Основную часть коры (12—20 км, реже около 8 км) составляет базальтовый слой с  $v_r = 6,8$  км/сек. Его кровля залегает на глубинах 12—17 км. Выше следует слой с  $v_r = 3,0$  км/сек, который рассматривается как слой осадочных пород. Мощность его 8—14 км. На некоторых участках, особенно по окраинам моря, указанные слои разделяются сравнительно маломощными линзами или «прослоем» мощностью 2—5 км с  $v_r = 5,8 - 6,0$  км/сек, обычной для гранитного слоя. Подкоровый слой отличается несколько повышенными скоростями сейсмических волн: 8,2—8,4 км/сек.

Для части Каспийского моря, лежащей на продолжении Кавказа, характерны выклинивание гранитного слоя ( $v_r = 5,9 - 6,0$  км/сек) и налегание мощного осадочного слоя (10—20 км) непосредственно на слой с  $v_r = 6,6$  км/сек (залегающий на глубине 20—30 км), сравнительно малая мощность последнего слоя (10—25 км) и большая для подобных условий мощность коры в целом (40—47 км). Характерно, что мощность земной коры максимальна на продолжении Большого Кавказа и уменьшается к северо-востоку, а также к юго-западу от него, понижаясь близ Ленкорани до 34 км.

Скорость упругих волн в подкоровом слое 8,0 км/сек. Северо-восточнее, в части, отвечающей эпигерцинской платформе, между слоем с  $v_r = 6,6$  км/сек и осадочным, резко сокращающимся здесь в мощности, залегает слой с  $v_r = 6,0$  км/сек, достигающий по мощности 20 км (Гальперин и др., 1962; Аксенович и др., 1962). Таким образом, в Каспийском море непосредственно на подкоровый слой налегает диоритовый; последний в глубоководной части моря перекрывается осадочным, а в мелководной — гранитным слоем. В свете же данных К. А. Исмаилова и И. С. Гасанова (1966) здесь на мантию налегает базальтовый слой пониженной основности с  $v_r = 6,8$  км/сек.

Таким образом, в Черном море земная кора сходна с корой океанических впадин, на что уже многократно указывалось в литературе, а в Каспийском — с корой западноевропейских герцинид.



## Соотношение глубинной структуры земной коры с тектоникой ее верхних горизонтов

Если исходить из сопоставлений геологических данных только с сейсмическими, то сразу же следует отметить высокое положение кровли и большую мощность базальтового слоя в Закавказской глыбе и в складчатой системе Малого Кавказа, которые длительное время находились в геотектоническом режиме. Эти же структурные элементы часто лишены нормального гранитного слоя, что ранее отмечено В. И. Куликовым (1964), характеризуются малой мощностью диоритового слоя и тенденцией к погружению мантии от новейших поднятий к прогибам. Система же Большого Кавказа, напротив, отмечается понижением поверхности подкорового слоя под поднятием, чем существенно отличается от системы Малого Кавказа.

Материалы по юго-восточной части Кавказа свидетельствуют о концентрации масс диоритового, а часто и базальтового слоев в неоген-четвертичных локальных поднятиях.

Если верны представления о существенном утолщении гранитно-диоритового (с-гранитного) слоя на Большом Кавказе, то можно полностью присоединиться к выводу А. А. Сорского (1962) о прямом соответствии между мощностями доинверсионных толщ и гранитного слоя.

Более сложными будут соотношения, если исходить из сопоставления с геологическими данными профиля ГСЗ, опубликованного Б. А. Матушкиным (1967). В этом случае под мегантиклинорием Большого Кавказа намечается понижение мощности с-гранитного слоя, но на склонах его, в области геосинклинали южного склона Кавказа и в зоне Передового хребта, где наиболее значительны мощности палеозойских и мезозойских отложений (Гамкрелидзе, 1966), слой испытывает локальные утолщения.

Мощность земной коры для Кавказа в целом на 5—10 км больше, чем на прилегающей с севера платформе. Она сохраняется большой даже в пределах Южно-Каспийской впадины на продолжении мегантиклинория Большого Кавказа, но иногда уменьшается в поднятиях, например на северном склоне Талышского хребта. Таким образом, связь мощности земной коры с ее геосинклинальным развитием здесь проступает даже более четко, чем зависимость ее от новейших поднятий.

Обращает на себя внимание одна особенность Кавказского сектора Альпийской геосинклинальной области. Здесь оказывается сравнительно высоко поднятым крупный участок земной коры сравнительно высокой плотности (Закавказская глыба и складчатые сооружения Малого Кавказа) и сильно пониженным — участок коры с низкой плотностью (часть дна Каспийского моря). В то же время район Каспийского моря находится относительно Кавказа в слабонарушенных изостатических соотношениях. По-видимому, в случае Кавказа — Каспийского моря мы имеем яркий пример того, что в земной коре могут достаточно длительное время существовать соотношения, несовместимые с принципом изостатической уравновешенности земной коры, но, вероятно, обусловленные процессами изостатического выравнивания в подкоровом слое. Это несомненное доказательство того, что существует ряд уровней компенсации, в том числе и выравнивающих влияние неоднородностей в самой мантии. Это свидетельствует также о возможности выведения на поверхность Земли даже глубоких слоев земной коры без существенного нарушения изостазии.

Отмеченная особенность земной коры в Каспийской впадине истолковывалась В. Е. Фадеевым (1964) как результат уплотнения подкорового вещества. В равной мере причиной ее могут явиться и перемещения подкоровых масс.

## Краткая геологическая характеристика

Основные черты тектоники Тянь-Шаня и Памира были впервые выявлены и четко сформулированы Д. В. Наливкиным (1926, 1930), выделившим северные, центральные и южные дуги Средней Азии как резко различные по своей истории и геологическому строению элементы структуры. Идеи и тектонические построения Д. В. Наливкина получили дальнейшее развитие, были существенно детализированы и уточнены в трудах В. И. Попова (1938), В. А. Николаева (1953), А. В. Пейве (1938), Н. М. Сеницына (1957, 1960), П. Д. Виноградова, В. Н. Огнева (1958) и многих других геологов. Однако если в определении общих черт структуры горной Средней Азии существует почти полное единодушие, в вопросах детального тектонического районирования (определении количества зон, границ зон, возраста и типа складчатости в них, особенностей тектонического режима и т. п.) имеются существенные разногласия, вдаваться в сущность которых нам нет необходимости.

В архее, нижнем и среднем протерозое, как следует из сводки Л. Н. Бельковой и В. Н. Огнева (1964) и работ Н. М. Сеницына (1957), Б. П. Бархатова (1959, 1962) и других геологов, на территории Тянь-Шаня и Памира (рис. 10) существовала протогеосинклиналь, близкая по характеру осадконакопления к мезогеосинклиналям. Очевидно, она не была однородна и отдельные участки ее еще до верхнего протерозоя, возможно, вступили в режим, близкий к платформенному (Сеницын, 1956, 1957). Эпоха верхнего протерозоя — ордовика для большей части Тянь-Шаня и Северного Памира (?) является временем типичного эвгеосинклинального развития с накоплением в интрагеосинклиналях всего комплекса формаций, обычных для эвгеосинклиналей (от спилито-кератофировой до флишевой). Лишь на участках с геоантиклинальным режимом разрез и набор формаций редуцированы. Так, Н. М. Сеницын (1957) подчеркивает даже платформенный характер тектонического режима в нижнем палеозое на территории Алая и Таджикской депрессии. Этот этап развития в Северном Тянь-Шане, исключая Джунгарский Алатау и Кетмень (?), заканчивается складчатостью и установлением уже в конце ордовика брахигеосинклинальных условий.

В среднем палеозое тектоническая дифференциация региона резко усиливается и устанавливается весьма сложная и дробная зональность (Сеницын, 1960; Кухтиков, 1966; Виноградов и др., 1958, и др.). Именно среднепалеозойская структура и вызывает много дискуссий. Данные упомянутых и других авторов о характере разрезов, а также Е. Н. Горецкой, Е. Д. Карповой (1958), Н. П. Васильковского (1952) о магматизме позволяют нарисовать следующую грубую схему развития Тянь-Шаня в среднем палеозое.

Севернее «важнейшей структурной линии Тянь-Шаня» Николаева до самого «Илийского срединного массива» на северо-востоке (Афоничев, 1960) до нижнего карбона удерживались брахигеосинклинальные условия с преобладанием геоантиклинального режима. В нижнем карбоне эта территория развивается как мезогеосинклиналь с геоантиклинальным режимом. Геосинклинальное ее развитие заканчивается бурным проявлением гранитоидного магматизма в верхнем палеозое (до перми).

К югу и юго-западу от упомянутой выше линии, в пределах Кавакской, Чаткальской и Каржантау-Кураминской зон (Чаткало-Нарымской зоны П. Д. Виноградова и др., 1958), в среднем и верхнем, а в части зон только в верхнем палеозое располагаются мезогеосинклинальные прогибы. Заметим, однако, что мезогеосинклинальность их типично проявлена лишь в Каржантау-Кураминской зоне (а также в районе Илийского массива, уже

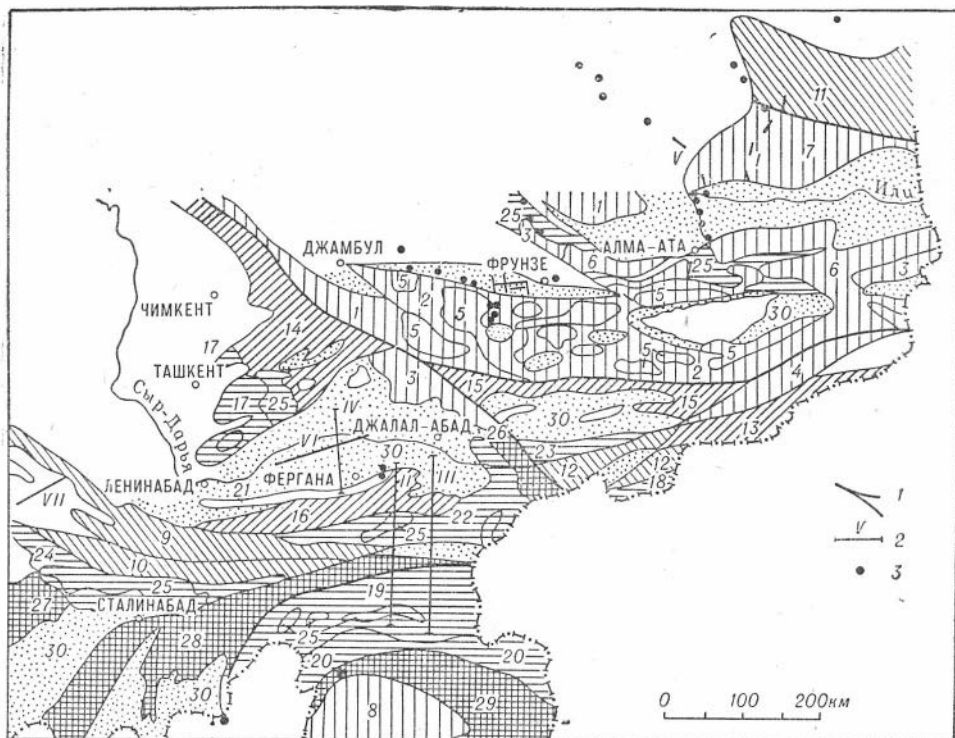


Рис. 10. Схема тектоники Тянь-Шаня и Северного Памира (по Н. М. Синицыну с добавлениями в северо-восточной части по Н. А. Афоничеву). Профили ГСЗ по Г. А. Гамбургцеву, И. П. Косминской и И. С. Вольвовскому.

1 — крупнейшие краевые разломы; 2 — профили ГСЗ, 3 — изолированные стоянки (точки ГСЗ).

**Тектонические зоны.** Каледониды: 1 — Каратау-Таласская зона, 2 — Сусамырская зона, 3 — Наратская зона, 4 — Сарыджасская подзона, 5 — каледонские и более древние гранитоиды, 6 — эпикаледонские среднепалеозойские прогибы; 7 — Южно-Джунгарская зона (погребенный Джунгарский срединный массив), 8 — выходы докембрия в герцинской структуре. Герцииды. Раннегерцинские зоны: 9 — Зеравшанская, 10 — Кштутская, 11 — Северо-Джунгарская, 12 — Кокшальская. Герцинские зоны: 13 — Джанджирская, 14 — Чаткальская, 15 — Кавакская, 16 — зона высоких предгорий Алтая. Позднегерцинские зоны: 17 — Каржантау-Кураминская, 18 — Аксайская, 19 — Северо-Памирская, 20 — Центрально-Памирская, 21 — Карачатырская, 22 — Сурметашская, 23 — Джаман-Даванская, 24 — Южно-Гиссарская, 25 — герцинские гранитоиды. Мезозойские и кайнозойские структурные элементы: 26 — Суякская, 27 — Байсунская, 28 — Памиро-Алайская, 29 — Мургаб-Истыкская зона, 30 — межгорные и предгорные впадины, характеризующиеся интенсивным погружением и осадконакоплением в кайнозое.

далеко на северо-востоке от рассматриваемой территории). Явно мезогеосинклинальный характер имеют верхнепалеозойские комплексы Гиссара и Северного Памира. Образования среднего и нижней части верхнего палеозоя, судя по данным М. М. Кухтикова (1966), Е. Д. Карповой (Горецкая и др., 1958), Б. П. Бархатова (1962), имеют смешанные эвгеосинклинально-мезогеосинклинальные черты, что, может быть, указывает на формирование их в краевых частях эвгеосинклинали. Мощность только средне- и верхнепалеозойских отложений в мезогеосинклиналильных зонах измеряется 5—7 км, а на Северном Памире она превосходит 10 км.

В полосе, заключенной между Гиссарской и Северо-Памирской зонами с юга и Чаткало-Нарымской зоной с севера, а также в пределах Северного хребта Джунгарского Алатау (Пантелеев и др., 1957; Афоничев, 1960, и др.), эвгеосинклинальные условия продолжались еще в силуре, девоне, нижнем, а в отдельных зонах, возможно, и среднем карбоне, но они уже отвечали условиям эвгеосинклиналией 2-го рода. Развитие этой эвгеосинклинали было

резко дифференцированным. Одни зоны, например Зеравшанская, окончили свое эвгеосинклинальное развитие в девоне, другие — в конце нижнего карбона, третьи — в среднем карбоне (Синицын, 1960, и др.). Особо сильная дифференциация отмечается в нижнем — среднем девоне и после нижнего карбона. Начиная со среднего карбона в большинстве зон осадконакопление принимает миогеосинклинальный и даже брахигеосинклинальный характер, однако в ряде зон верхнепалеозойский интрузивный магматизм имеет явно мезогеосинклинальный облик. Местами после среднего карбона отмечаются весьма интенсивные тектонические движения, сопровождавшиеся образованием надвигов и тектонических покровов (Поршняков, 1960).

Тектонические зоны Тянь-Шаня отделяются от памирских Памиро-Алайской зоной, рассматриваемой некоторыми исследователями как межгорный прогиб (Пейве и др., 1964). Комплекс мезозойских и кайнозойских образований достигает мощности 12 км, интенсивно дислоцирован и, по существу, является миогеосинклинальным. Зона Северного Памира была охарактеризована выше.

Центральный Памир, по материалам Б. П. Бархатова (1962), от протерозоя и, по крайней мере, до среднего триаса включительно развивался как миогеосинклиналь. Верхнетриасово-нижнемеловая карбонатно-терригенная толща в нижней своей половине сходна с одновозрастной толщей Альп, но лишена таких эвгеосинклинальных формаций, как спилито-кератофировая и лиддитовая. По формациям это скорее всего также миогеосинклинальный комплекс, однако накопления его в условиях резкой дифференцированности тектонических движений, проявление конседиментационной складчатости и весьма интенсивный гранитоидный доверхнемеловой магматизм (Бархатов, 1964) позволяют думать, что на этом примере мы имеем дело либо с эвгеосинклиналью 2-го рода, либо с особым аэффузивным подтипом мезогеосинклинали. Более вероятно первое предположение. Верхнемелово-палеогеновый этап развития Центрального Памира также трудно поддается определению, как и триасово-нижнемеловой. Основываясь на характеристиках, данных этому этапу Б. П. Бархатовым (1962, 1964), С. А. Захаровым, Г. Ш. Ачиловым и В. А. Бельским (1964), мы склонны считать его брахигеосинклинальным. Суммарная мощность отложений докембрия — палеогена в зоне исчисляется 18—21 км, а резкие угловые несогласия во всей этой толще отсутствуют.

Зона Юго-Восточного Памира отличается от Центрально-Памирской отсутствием пород древнее верхнепалеозойских, сокращенным разрезом палеозоя и мезозоя, обилием в нем карбонатных пород, наличием четких предъюрского и предверхнемелового несогласий, мезогеосинклинальным характером мел-палеогенового магматизма и присутствием дислоцированных неогеновых пород.

Зона Юго-Западного Памира сложена преимущественно докембрийскими породами общей мощностью более 15 км. Более поздние образования здесь платформенного типа, маломощны. Зона вполне отвечает определению срединных массивов.

В общем представлении Д. В. Наливкина о все большей молодости и длительности развития геосинклинальных структур с севера на юг находит свое полное подтверждение. Следует отметить, что на Памире палеозойские, а возможно, и протерозойские геосинклинальные комплексы обладают признаками образования их уже на достаточно «жестком» основании.

В новейшей структуре горной Средней Азии преобладают глыбовые формы. Амплитуда неоген-четвертичных подвижек на Тянь-Шане достигает 3—5 км, на Памире 5—6 км.

## Структура земной коры

Горы Средней Азии выделяются в гравитационном поле глубоким Тяньшаньским минимумом, ограниченным с севера интенсивным гравитационным уступом. На границе Тянь-Шаня и Памира поле силы тяжести снова испытывает уступообразное понижение, достигая на Памире наименьших на Земле величин. Примечательно, что ограничивающие Тяньшаньский и вложенный в него Памирский минимумы гравитационные ступени на западе коленообразно изгибаются, принимая направление, близкое к меридиональному. При этом за пределами Тяньшаньского минимума оказываются такие западные отроги Тянь-Шаня, как Каратау и Нураатау.

Строение земной коры горной Средней Азии сейсмическими методами изучалось Г. А. Гамбурцевым (Гамбурцев и др., 1955, 1956, 1957, и др.), И. П. Косминской (1957), Вейцман, (Косминская и др., 1958, и др.), И. Л. Нересовым (Крестников и Нересов, 1962), В. И. Уловоым (1962), Б. С. и И. С. Вольвовскими (1962), Ю. Н. Годиным (Годин и др., 1960<sup>2,3</sup>, 1962, и др.) и другими геофизиками. И. Л. Нересовым и В. И. Уловоым на основании сейсмологических данных были построены довольно детальные схемы рельефа поверхности Мохоровичича, а последним из авторов

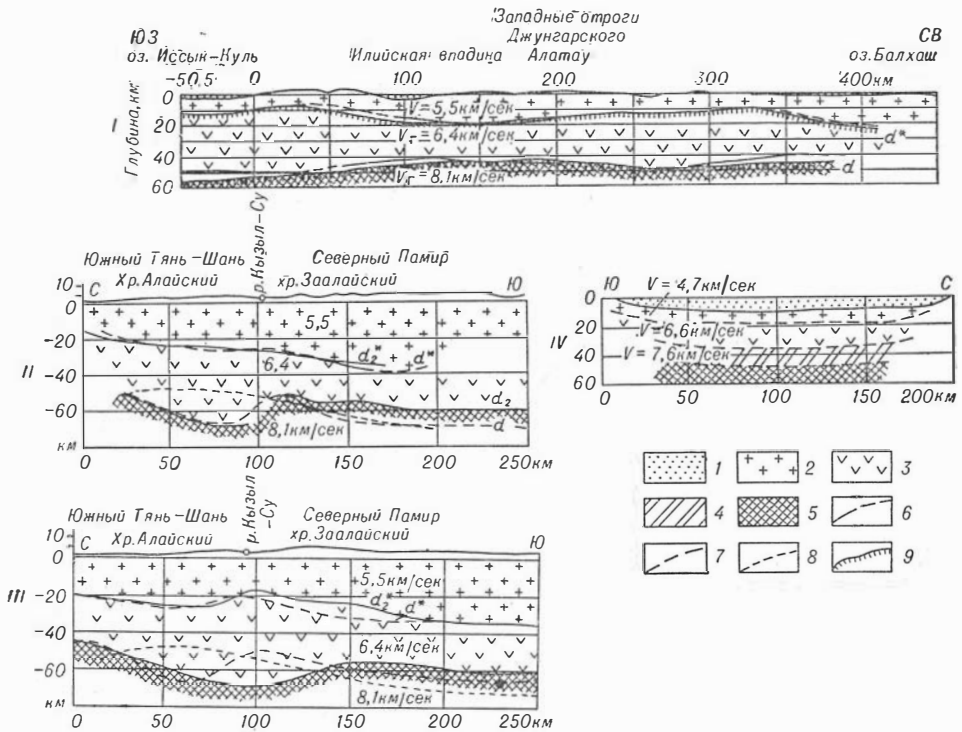


Рис. 11. Сейсмические разрезы земной коры на Тянь-Шане.

Профили: 1 — Иссык-Куль — Тескенсу — Балхаш (по Г. А. Гамбурцеву и др.), II и III — Южный Тянь-Шань — Памир (II — Западный, III — Восточный; по И. П. Косминской и др.), IV — Вуадиль — Абадан — Ферганя; по И. С. Вольвовскому и др.).

Слои: 1 — осадочный, 2 — условно гранитный, 3 — диоритовый, 4 — базальтовый, 5 — подкордовый, 6 — сейсмические границы раздела (на пр. II и III), построенные в предположении, что поверхностям слоев соответствуют интенсивные волны  $p^*$ , 7 — на пр. II и III границы слоев, построенные в предположении, что поверхностям слоев соответствуют первые волны группы  $p^*$ , 8 — на пр. II и III граница подкордового слоя без учета преломления на поверхности диоритового (базальтового) слоя, 9 — границы раздела, построенные по данным гравиметрии с учетом данных ГСЗ.

также и рельефа поверхности базальтового слоя почти по всей территории Тянь-Шаня и Памира. Профили ГСЗ здесь тоже немногочисленны, как и в других регионах мира (см. рис. 10). Они дают представление о глубинном строении земной коры лишь по немногим пересечениям.

В восточной части Северного Тянь-Шаня, под восточным окончанием антиклинория Киргизского хребта (Заилийский Алатау), по данным Г. А. Гамбурцева и др. (1955, 1956), мощность земной коры около 50 км (рис. 11). Севернее, в районе Илийского массива, она уменьшается до 40 км и снова возрастает до 48 км на погребенном продолжении герцинид Северного хребта Джунгарского Алатау. Нижний слой коры, называемый авторами базальтовым, характеризуется граничной скоростью 6,4 км/сек и фактически соответствует диоритовому слою. Кровля его наиболее высоко, до 8 км, поднята в Кунгее и Заилийском Алатау и погружается в сторону Иссык-Кульской и Илийской впадин до 17 км. На продолжении Джунгарского Алатау она вновь поднимается до 10 км. Мощность этого слоя 45—37 км в местах воздымания его кровли и 42—27 км — в Иссык-Кульской и Илийской впадинах соответственно.

Мощность гранитного, т. е. условно гранитного, слоя ( $v = 5,5$  км/сек) изменяется от 8—10 км в области антиклинория Киргизского хребта и Джунгарских герцинид до 10—17 км в пределах впадин. Сходные величины мощностей и глубин до поверхностей наблюдаются и западнее, вдоль упомянутого антиклинория. В частности, западнее меридиана г. Фрунзе вдоль ущелья Карабалты диоритовый слой залегает на глубине 11—12 км, но погружается до 20 км на северном склоне Киргизского хребта, в районе среднегерцинического прогиба, снова несколько поднимаясь (17—18 км) в Чуйской впадине (Гамбурцев и др., 1957).

В Южном Тянь-Шане, в районе Алайского хребта, по данным И. П. Косминской, Г. Г. Михота и Ю. В. Тулиной (1958), мощность земной коры 50—70 км (см. рис. 11). Она резко уменьшается до 50 км в Памиро-Алайской тектонической зоне и до 55—57 км — на Северном Памире. Центральный Памир отмечается выдержанными значениями мощности коры — около 60 км. Скорость упругих волн в подкорovém слое принята авторами равной 8,1 км/сек. Кровля диоритового слоя с  $v_r = 6,4$  км/сек («базальтового») залегает на глубинах 20—27 км в Алайском хребте, 25—17 км — в Алайской долине и Заалайском хребте, 25—30 км — на Северном и 33—35 км — на Центральном Памире. Мощность диоритового слоя максимальна (до 50 км) на границе Тянь-Шаня и Памира и на Алае, резко изменчива в Заалайском хребте (23—40 км) и сильно уменьшена на Северном и Центральном Памире (22—30 км). Мощность условно гранитного слоя ( $v = 5,5$  км/сек), как видно из приведенных значений глубин до диоритового слоя, наибольшая на Памире, несколько меньше на Алае и порою сильно уменьшается (до 17—18 км) в Алайской долине. На Памире мощность слоев земной коры понижается к западу и востоку от меридиана восточной половины хр. Петра I. Уменьшение наблюдается и к северу от Алайского хребта. Распределение масс слоев в плане более сложно и не столь закономерно, как это следует из профилей, но это вполне может быть объяснено недостаточностью материалов для построения пространственных схем.

В Ферганской впадине разрез земной коры многослойный (Вольвовский, Рябой и др., 1962). Под толщей мезозойско-кайнозойских отложений мощностью до 10 км здесь залегает слой с пластовой скоростью  $v_{пл} = 6$  км/сек, толщина которого изменяется от 6 км на северной окраине впадины до 9 км на южной. Ниже следует слой с  $v_{пл} = 6,6$  км/сек и мощностью 16—18 км, подстилаемый слоем с  $v_{пл} = 7,6$  км/сек и мощностью 14—15 км. Поверхности всех слоев почти параллельны друг другу, все прогнуты в середине впадины и воздымаются к ее окраинам, повторяя рельеф фундамента

мезозойско-кайнозойской толщи. Общая мощность земной коры 45 — 48 км.

Как можно судить по скоростным характеристикам, основание разреза коры составляет сравнительно маломощный базальтовый слой. На него налегает довольно мощный диоритовый, перекрытый условно гранитным слоем небольшой мощности, подстилающим осадочный слой. Характерны повышенные скорости сейсмических волн во всех слоях земной коры.

В районе гор Нура-Тау мощность земной коры около 40 км (Годин и др., 1960<sub>2</sub>). Юго-западнее, у р. Аму-Дарья, уже на равнине, она увеличивается до 48 км. Базальтовый и гранитно-диоритовый (с-гранитный) слои имеют мощность 18—20 и 15—17 км соответственно. Оба они, как и поверхность подкорового слоя, воздымаются в горах Нура-Тау. Судя по величине скоростей (6,0—6,2 км/сек), с-гранитный слой сложен преимущественно породами диоритового типа.

Из приведенных данных можно сделать вывод, что земная кора несколько утолщается в южных районах области по сравнению с северными и заметно утоняется в западных отрогах Тянь-Шаня. Соотношения слоев сложны и неоднозначны на территории Памира и Тянь-Шаня и весьма просты в западных районах последнего, где, кстати, и кора в целом отличается повышенной основностью. Базальтовый слой, если верны данные Г. А. Гамбурцева и других геофизиков о скоростях сейсмических волн, на Памире и Тянь-Шане, исключая его западные отроги, отсутствует. Диоритовый слой явно преобладает над гранитным на Северном Тянь-Шане и равен или уступает ему — в южных хребтах Тянь-Шаня и на Памире, что было еще в 1957 г. в несколько иной форме отмечено И. П. Косминской.

Мы не будем здесь рассматривать схему рельефа поверхности Мохоровичича, опубликованную В. Н. Крестниковым и И. Л. Нерсесовым (1962), поскольку в ее основе лежит предположение об однослойной коре. Само разделение по ней эффектов, связанных со структурными элементами разного возраста и порядка, носило бы гипотетичный характер. Однако следует отметить, что Тянь-Шань по этой схеме четко отличается от Памира меньшими мощностями коры, а Ферганская впадина выделяется необычно большой мощностью коры по сравнению с прилежащими предгорьями. Мощность коры в пределах региона изменяется от 30 до 70 км. Указывается повышенная скорость сейсмических волн в верхних горизонтах земной коры на Северном Тянь-Шане.

Схемы В. И. Уломова (1962) изображают рельеф поверхности Мохоровичича и поверхности базальтового слоя в широкой полосе от Алма-Аты до Душанбе. На них также достаточно отчетливо проявляется общее утолщение земной коры ( $\approx 75$  км) и с-гранитного слоя (более 40 км) на Памире. Пределы изменения мощности коры 42—75 км, а с-гранитного слоя 5—50 км. Зоны утолщений и утонений с-гранитного слоя и коры в целом на схемах имеют своеобразное пятнистое распределение, часто ориентированы в почти меридиональном и северо-западном направлении несогласно по отношению к древним и к новейшим структурам. Это необычное качество схем заставляет нас воздерживаться от их использования.

### Соотношение глубинной структуры с приповерхностной тектоникой

Общая мощность коры и в каледонидах, и в герцинидах Тянь-Шаня изменяется практически в одних и тех же пределах. Однако она явно повышена на Памире, где уже с позднего докембрия мощное осадконакопление происходит в условиях, близких к условиям эпикратонных миогеосинкли-

налей, т. е. там, где, по-видимому, уже к верхнему протерозою образовалась земная кора значительной мощности. Гораздо отчетливее здесь проявляется соответствие толщины коры с амплитудой новейших тектонических движений, что отмечалось уже многими исследователями. При этом между мощностью коры и знаком движений наблюдаются как обычные обратные соотношения, так и прямые (в Фергане и Нура-Тай).

Внутренняя структура земной коры обнаруживает уже четкую зависимость от характера эвгеосинклинального развития. Так, Сусамырская зона эвгеосинклинальных каледонид характеризуется малой мощностью условно гранитного слоя и воздыманием поверхности диоритового слоя, здесь сильно утолщенного. Находящаяся в сходных неотектонических условиях, но развивавшаяся в среднем и верхнем палеозое как эв-, а затем миогеосинклиналь Сурметашская зона Алая отличается мощным условно гранитным слоем при наличии такого же мощного диоритового слоя. Южно-Памирская зона с ее поразительно длительным прогибанием и почти непрерывным осадконакоплением обладает гранитным слоем, превосходящим по мощности диоритовый. В общем, в горной Средней Азии явственно проступает понижение «основности коры» с удлинением времени и особенно с молодостью геосинклинального развития. Утонение условно гранитного слоя в Памиро-Алайской зоне за недостаточностью данных можно предположительно связывать с существованием здесь до мезозоя довольно устойчивого поднятия. Это предположение вполне согласуется с положением изученного участка на продолжении Зеравшанской зоны, которая уже с начала карбона развивалась как геантиклинальная.

Явное увеличение мощности условно гранитного слоя наблюдается в пределах Илийского массива, представлявшего собой верхнепалеозойскую мезогеосинклиналь. В то же время слой заметно утоняется севернее, где в верхнем палеозое его развитие было если не брахигеосинклинальным, то миогеосинклинальным.

Режим тектонических движений в эпоху геосинклинального развития заметно сказывается на распределении масс гранитного слоя. Например, в сторону Кштутской зоны, являвшейся в верхнем палеозое геантиклинальной по отношению к Сурметашской зоне, мощность условно гранитного слоя существенно убывает. В пределах Киргизского хребта она явно увеличивается в среднепалеозойских прогибах и т. д.

Корреляция структуры всех слоев земной коры лишь с особенностями мезокайнозойской тектоники в западных отрогах Тянь-Шаня неясна и, может быть, является следствием мелкомасштабности сейсмических работ.

Обратим внимание на отсутствие базальтового слоя на Тянь-Шане (исключая его западные отроги) и Памире. На первый взгляд это явление представляется сомнительным. Однако вероятность его подтверждается установленными скоростями сейсмических волн и некоторыми другими данными. Так, в 1956—1957 гг. нами была сделана попытка интерпретации Тянь-Шаньского гравитационного минимума с учетом ступенчатого характера поля без сильных сглаживаний, которые здесь нередко приводят к появлению ложных аномалий, не увязывающихся ни с какими чертами геологического строения. Как сам минимум, так и высокие градиенты силы тяжести по северному краю Тянь-Шаня и по границе последнего с Памиром оказалось невозможным объяснить без допущения пониженной по отношению к прилежащим районам плотности земной коры.

Далее, на территории от Памира на юге до Западно-Сибирской низменности на севере мощности земной коры, по данным ГСЗ и сейсмологии, в общем, различаются значительно меньше, чем следовало бы ожидать, исходя из интенсивности гравитационных аномалий и средних плотностей



слагающих кору пород. Указанные соотношения трудно объяснить без допущения пониженной плотности коры или повышенной плотности мантии на Тянь-Шане и Памире.

## У Р А Л

В структуре Урала отчетливо выделяются две крупные зоны: Западно-Уральская миогеосинклинальная и Восточно-Уральская эвгеосинклинальная, — разделенные Главным Уральским глубинным разломом, отмеченным полосой ультраосновных интрузий (Херасков, Перфильев, 1962, и мн. др.).

Восточно-Уральская зона уже с кембрия имеет черты, присущие эвгеосинклиналям. Породы спилито-кератофировой и яшмо-кварцевой формаций составляют характерный элемент среднепалеозойской толщи, состоящей преимущественно из зеленоцветных вулканогенных и терригенных накоплений. Фациальная изменчивость разрезов среднего палеозоя, и особенно карбона, подчеркивает тектоническую неоднородность зоны в этот отрезок геологического времени. Верхнепалеозойские образования представлены песчано-глинистыми, карбонатными и грубообломочными накоплениями.

Для Восточно-Уральской зоны характерно широкое развитие среднепалеозойского вулканизма, зеленокаменное перерождение доверхнепалеозойских пород, широкое проявление среднепалеозойских основных и ультраосновных интрузий и верхнепалеозойских гранитоидных интрузий. Судя по характеру осадочных и магматических формаций, зона развивалась как эвгеосинклинальная в течение нижнего и среднего палеозоя. В верхнем палеозое тектонический режим здесь существенно изменяется. В прогибах накапливаются карбонатно-терригенные, местами угленосные отложения, образующие формации, сходные с брахигеосинклинальными. Однако бурное проявление гранитного интрузивного магматизма, обычное для завершающей стадии мезогеосинклиналей, может рассматриваться как свидетельство того, что верхнепалеозойское время для Восточно-Уральской зоны явилось периодом мезогеосинклинального развития, хотя эффузивная деятельность в этот период здесь почти не проявилась. На востоке Восточно-Уральская зона уходит под платформенный чехол Западно-Сибирской плиты.

Западно-Уральская зона отличается терригенно-карбонатным, типично миогеосинклинальным характером разреза, начиная с низов бурзянской серии (средний протерозой) и кончая, по крайней мере, нижним карбоном (Келлер, Гарань, 1963, и др.). Вулканические породы известны лишь в нижней половине айской свиты бурзянской серии. Степень дислоцированности палеозойских отложений здесь значительно ниже, чем в Восточно-Уральской зоне. Интенсивность складчатости и даже структурный план различны для архейско-нижнепротерозойского (тараташского), среднепротерозойско-кембрийского (бурзянская серия — кембрий) и ордовикско-пермского комплексов пород (Водорезов и др., 1964). Вероятно, миогеосинклинальный режим постепенно сменился брахигеосинклинальным в конце нижнего карбона.

В поперечном разрезе Урала выделяется ряд антиклинорий и синклинорий, прослеживающихся по простиранию на сотни километров.

**Сведения о глубинном строении земной коры на Урале до последнего времени ограничивались единичными определениями мощности коры и отдельных ее слоев по сейсмическим данным (Коридалин, 1939; Андреев и др., 1957), общими построениями на основании статистических зависимостей (Фотиади, Каратаев, 1963, и др.) и материалами геологической интер-**

претации гравиметрических и магнитных данных по отдельным районам и пересечениям (Халевин и др., 1960, 1963; Тимофеев, 1955, и др.). Лишь недавно группой авторов был опубликован профиль ГСЗ, пересекающий Урал на широте Свердловска от Красноуфимска до Тюмени (Халевин и др. 1966).

Земная кора на Среднем Урале по упомянутому профилю (рис. 12) характеризуется мощностью от 33 до 47 км, испытывая под Уральским хребтом утолщение на 3—7 км по сравнению с прилежащими районами (Халевин и др., 1966). Поднятия кровли подкорового слоя приходятся на восточную часть Предуральского прогиба и на восточную половину Зауральского поднятия. Локальное воздымание подкорового слоя отмечается также на восточном крыле Аятского антиклинория (Восточно-Уральского прогиба).

В коре выделяются три основные границы и много второстепенных. Наиболее высокая из них  $d_3^k$  с  $v_r = 6,5$  км/сек залегает на глубинах 2—8 км, обладает неровным рельефом, в котором выделяются прогибы и поднятия, иногда ступени в 2—3 км. Эта граница наиболее поднята на отрезке профиля, охватывающем Западно-Уральскую зону, Тагильский синклинорий и Урало-Тобольский антиклинорий Восточно-Уральской зоны, а также в Зауралье, между Пышмой и Тюменью. В Предуральском прогибе-Аятском синклинории и восточнее него эта поверхность погружена.

Ниже, на глубинах 7—14 км, залегает поверхность  $d_3^k$ , характеризующаяся граничными скоростями упругих волн 6,8—7,2 км/сек. Наиболее значительно она погружена в пределах Западно-Сибирской низменности, Предуральском прогибе и в районе Урало-Тобольского антиклинория. К Тагильскому и Аятскому синклинориям и Зауральскому поднятию приурочены ее воздымания. Эти крупные неровности осложнены мелкими поднятиями, прогибами, уступами.

Третья глубинная поверхность  $d_4^k$  выделяется граничными скоростями 7,5—7,7 км/сек. Она отличается наибольшей рельефностью. Погружаясь в пределах Западно-Уральской зоны, Аятского синклинория и в Западной Сибири до 22—25 км, она воздымается до 15—16 км в Урало-Тобольском антиклинории и Зауральском поднятии. В районе Тагильского синклинория эта поверхность характеризуется средними величинами.

На основании величин граничных скоростей верхняя поверхность может быть отождествлена с кровлей диоритового, а средняя — с кровлей базальтового слоя. Нижняя поверхность, очевидно, должна рассматриваться как кровля некоторого нижнего базальтового слоя, отличающегося повышенной основностью. Соотношения между этими поверхностями весьма сложны, но как будто подчинены определенным закономерностям. Так, в Восточно-Уральской зоне (до г. Камышлова) намечается прямое соответствие рельефа кровли диоритового и нижнего базальтового слоев и обратное — их обоих по отношению к кровле базальтового слоя. Восточнее г. Камышлова наблюдается параллельность между собой границ базальтового слоя, но обратное соотношение их с кровлей диоритового. Западнее Тагильского синклинория поверхности диоритового и нижнего базальтового слоев находятся в обратных соотношениях, а поверхность базальтового занимает независимое положение. Рельеф подкорового слоя обычно негативен по отношению к рельефу кровли нижнего базальтового слоя. Соотношения его с другими поверхностями неоднозначны.

Как отмечают Н. И. Халевин, В. С. Дружинин и др. (1966), земная кора Урала отличается повышенной основностью. Действительно, около 3/4 разреза коры приходится на базальтовый слой, около 1/5 — на диоритовый и примерно столько же — на условно гранитный слой. При этом ука-

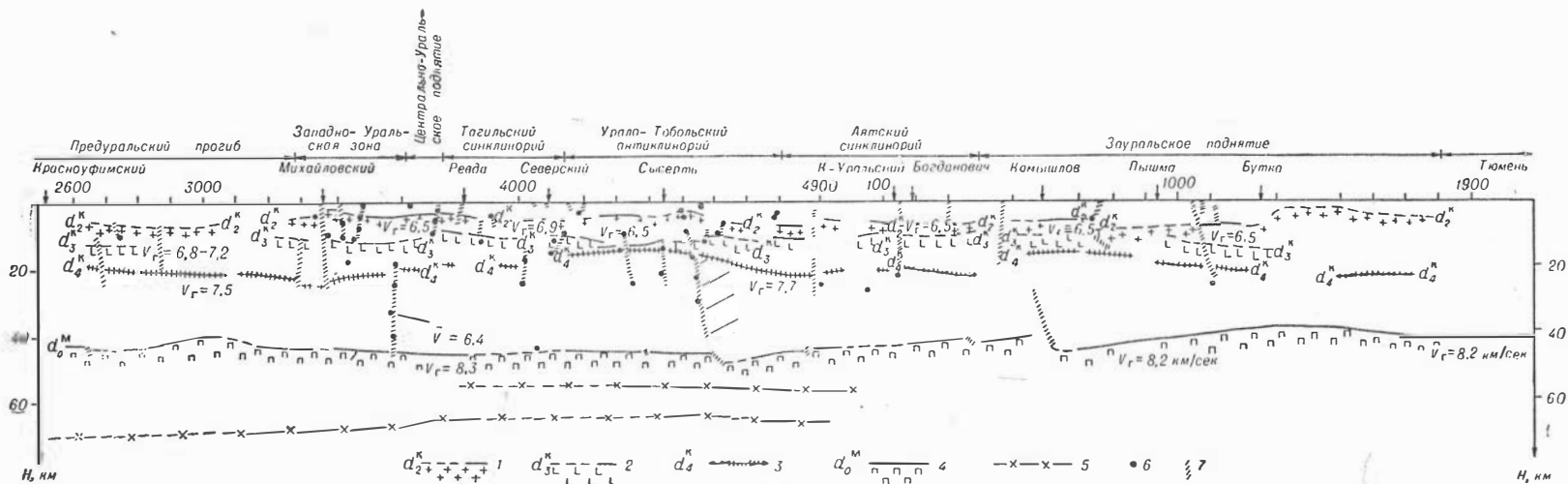


Рис. 12. Схема строения земной коры по Свердловскому профилю по Н. И. Халевнуну и др.

1 — поверхность докембрийского фундамента (гранито-гнейсового комплекса), 2 — поверхность базальтового слоя, 3 — поверхность нижнего базальтового слоя, 4 — поверхность Мохоровичича, 5 — границы обмена упругих волн от землетрясений в верхней мантии, 6 — точки дифракции по данным интерпретации дифрагированных волн, 7 — предполагаемые глубинные разломы и зоны нарушенного состояния сейсмических границ.

занные соотношения в пределах обнаженной части Восточно-Уральской зоны сдвигаются в сторону уменьшения роли условно гранитного слоя в строении коры. Здесь же замечается и повышение скоростей упругих волн в подкоровом слое до 8,3 км/сек.

**Соотношение глубинной структуры земной коры с приповерхностной тектоникой** на Урале, как можно видеть из вышеприведенного краткого описания, необычно сложны. Это недавно отмечено и Н. И. Халевиным (1967).

Условно гранитный слой лишь слегка утолщается в Тагильском и Аятском синклиниях и более значительно — в Предуральском прогибе. Заметное утонение он испытывает в Западно-Уральской зоне и в Урало-Тобольском антиклинории. Диоритовый слой, напротив, уменьшается в мощности в названных синклиниях, т. е. среднепалеозойских прогибах, и увеличивается в антиклинориях герцинской структуры — поднятиях среднепалеозойской геосинклинали. Базальтовый слой в пределах обнаженной части Урала обладает выдержанной мощностью, и лишь под Тагильским синклинием он заметно утолщается. Верхняя часть слоя очень маломощна в Уралс-Тобольском антиклинории и достигает мощности 12—14 км в Аятском и Тагильском синклиниях и Западно-Уральской зоне. Обратное распределение масс наблюдается в нижнем базальтовом слое.

Таким образом, по профилю Красноуфимск — Тюмень практически не улавливается зависимости глубинной структуры земной коры от типа геосинклинального развития, но проявляются некоторые связи ее с тектоническим режимом. Эти связи выражаются в слабом утолщении условно гранитного слоя в среднепалеозойских прогибах и диоритового — в поднятиях, а также в нарастании мощности верхнего базальтового слоя от поднятия к прогибам.

Наблюдаемым соотношениям глубинных и приповерхностных структур трудно дать удовлетворительное объяснение, не имея сведений о плане и режиме развития структурно-генетических элементов доуралид (доордовикских структур) в области герцинской геосинклинали. Вполне возможно, что распределение масс диоритового и базальтового слоев отражает в основном характер осадконакопления в нижнем палеозое и докембрии.

Если же исключить этот вариант и искать объяснение почти всех особенностей структуры земной коры в герцинской истории Уральской геосинклинальной системы, то одним из главнейших факторов, предопределивших наблюдаемые соотношения, и, в частности, утолщение диоритового слоя в поднятиях и верхнего базальтового в прогибах, следует признать поступление магматических продуктов соответствующего состава из более глубоких горизонтов. Именно к такому заключению пришли Н. И. Халевин с соавторами (1966).

## СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА

Строению земной коры Северо-Американского континента посвящено много работ американских и канадских геофизиков. Тем не менее многие сейсмические сведения о внутренней структуре коры представляются весьма схематичными, а некоторые важнейшие вопросы ее строения не выяснены.

Для преследуемой нами цели нет необходимости да и возможности подвергать анализу все имеющиеся данные о строении земной коры этого обширного континента, тем более, что по работам до 1960 г. это было сделано весьма обстоятельно и квалифицированно Дж. Штейнгартом и Р. Мейером (Steinhart, Meyer, 1961) и Р. М. Деменичкой (1961). Мы ограничим-

ся рассмотрением данных лишь по горному поясу запада Северной Америки в пределах США и весьма краткими замечаниями по другим регионам континента.

### Краткая геологическая характеристика

Северо-Американская платформа, фундамент которой составляют разновозрастные складчатые структуры докембрия, выступающие в Канадском щите, с юго-запада окаймлена широкой полосой преимущественно мезозойских и кайнозойских складчатых сооружений. Структурная разновидность этой полосы была подчеркнута Г. Штилле (1964) и наглядно показана в работах американских геологов. В свете данных Ф. Кинга (1961) и А. Ирдли (1954) здесь с запада на восток могут быть выделены следующие тектонические зоны: 1) альпийская миогеосинклиальная Береговых хребтов, 2) невадийская (поздне тихоокеанская) эвгеосинклиальная Кордильер,

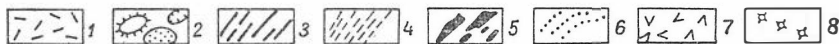


Рис. 13. Схема тектоники южной части Северной Америки (по Ф. Кингу, 1961, с упрощением легенды).

1 — щиты, 2 — внутренние низменности (плиты) основные бассейны и своды оконтурены штриховкой. Орогенические пояса: 3 — краевые части, миогеосинклиальные, 4 — внутренние части, эвгеосинклиальные, 5 — кислые плутонические породы, 6 — крутопадающие сбросы, 7 — вулканогенные породы, наложенные на орогенические пояса, 8 — вулканы.

А — Береговые хребты, Б — Сьерра-Невада, В — Каскадные горы, Г — Колумбийское плато, Д — Северные Скалистые горы, Е — Центральные Скалистые горы, Ж — Южные Скалистые горы.

ер, 3) ларамийская (раннеальпийская) миогеосинклиальная Кордильер, 4) массив плато Колорадо и 5) эпикратонные миогеосинклиальные и брахи-геосинклиальные структуры Центральных и Южных Скалистых гор. В особые зоны должно быть выделено Колумбийское плато и Каскадные горы — Северо-западная вулканическая провинция (рис. 13).

В зоне Береговых хребтов третичные, обычно послепалеоценовые, отложения налегают либо непосредственно на древние (докембрийские, палеозойские и раннемезозойские) кристаллические породы, либо на меловые отложения, либо на терригенно-вулканогенные, сильно дислоцированные и интродуцированные ультраосновными интрузиями образования

францисканской серии. Мощность только верхней юры и мела достигает 13 км. Мощность третичных отложений, представленных глинами, песчаниками, сланцами, известняками и редко эффузивами, измеряется подчас 10—15 км. Складчатость здесь в течение мезозоя и кайнозоя проявилась многократно, но, видимо, наиболее значительной была после средней юры, в конце мела — палеоцене и в миоцене. Будучи интенсивной в поднятиях, она трудно уловима в прогибах. Не исключено, что до невадской складчатости значительная часть зоны развивалась как эвгеосинклиналь.

Эвгеосинклинальная зона Кордильер прослеживается из Аляски через Канаду в Калифорнию. В штатах Вашингтон и Орегон она перекрыта вулканогенными толщами Колумбийского плато и Каскадных гор, что, однако, не мешает видеть здесь резкий изгиб системы складок в плане. Около 1/3 площади зоны занимают батолиты, сложенные кварцевыми монцититами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами и отчасти гранитами. Стратифицированные породы представлены сланцами, филлитами, реже кремнистыми сланцами, известняками, песчаниками, конгломератами и вулканогенными (преимущественно основными) образованиями палеозоя от ордовика до перми включительно, сланцами, основными эффузивами, граувакками и кремнистыми сланцами триасового и юрского возраста («сланцы Марипоса», «группы Амадор» и др.), а также резко несогласно и полого залегающими на последних третичными и отчасти верхнемеловыми песками и лавами. Среднеюрские породы группы Амадор местами залегают непосредственно на палеозойских породах. Палеозойско-юрская эвгеосинклинальная толща налегает на метаморфические сланцы и гнейсы докембрия (?). Мощность ее около 16—20 км.

Породы палеозоя, триаса и юры интенсивно дислоцированы и прорваны интрузиями ультраосновных пород и гранитоидов. Возраст последних — от верхнеюрского до нижнемелового включительно.

Таким образом, в палеозое и мезозое до мела, а может быть, и в докембрии зона развивалась как эвгеосинклиналь. После проявления невадской складчатости здесь устанавливается режим, близкий к платформенному, но часто нарушаемый движениями глыбового характера.

Миогeosинклинальная зона Кордильер прослеживается вдоль всего континента от Аляски до Мексиканского перешейка. На описываемой территории она включает Северные Скалистые горы, провинцию Бассейнов и Хребтов, а также южнее располагающиеся цепи Кордильер. В основании разреза залегают терригенные в средней и карбонатные — в краевой части геосинклинали отложения толщи серии Белт, достигающей мощности 4—13 км, и серии Уиндермир, согласно перекрываемой среднекембрийскими отложениями. Палеозойские породы, также объединяющие сланцы, известняки кварциты, песчаники от кембрийских до пенсильванских и пермских включительно, достигают мощности 6 км.

Мезозойские отложения (триас — юра — низы мела) по преимуществу терригенные, сравнительно небольшой мощности. Отдельные члены их разреза местами выклиниваются. Меловые и палеоценовые осадки имеют молассоидные черты. Широко развиты, особенно в пределах Большого бассейна, третичные и четвертичные молассы и плиоцен-плейстоценовые вулканиты, достигающие более 3 км мощности. Дотретичные слои достаточно сильно дислоцированы, разбиты многочисленными сбросами и надвигами и интродированы гранитоидами, иногда слагающими крупные батолиты доолигоценного возраста.

Зона миогeosинклинальных Кордильер включает неоднородные структурные элементы, различающиеся характером разреза и историей развития. Возможно, миогeosинклинальные условия далеко не во всех из них сохра-

нялись до ларамийской орогении и местами закрылись после невадской складчатости, в верхней юре — нижнем мелу.

Кайнозойские образования можно рассматривать как продукт начальных стадий весьма своеобразного мезогеосинклинального режима в наземных условиях.

Плато Колорадо представляет собой как бы осколок платформы, складчатое основание которого сложено метаморфическими породами раннего и позднего докембрия, а чехол общей мощностью около 4000 м слагают известняки, сланцы, песчаники (часто красноцветные) от кембрийских до третичных. В разрезе отмечается ряд перерывов. Выпадают, например, силур, ордовик, пенсильваний. В толщах плато известны соляные залежи и купола, местами в них внедрены лакколиты. Массив разбит на глыбы, перемещения которых создали ступенчатые структуры с очень полого наклонными участками, соединенными крутыми флексурами, осложняющими крылья крупных антеклиз и синеклиз. Окраины плато Колорадо деформированы значительно сильнее и превращены в глыбовые горы (хребты Нью-Мексико), по характеру структур весьма напоминающие новейшие структуры Азии. Массив плато Колорадо, таким образом, обладает всеми чертами платформы и может быть отнесен к числу срединных массивов типа остаточных глыб.

Структуры восточных хребтов, в данном случае Центральных\* и Южных Скалистых гор, слишком различны по своему строению и развитию, чтобы их объединить в одну зону. Общим для них является лишь относительная простота палеозойских, мезозойских и кайнозойских структур и проявление конседиментационной складчатости. Несогласия здесь обычно четки в антиклиналях, но затухают в синклиналях.

В ядрах поднятий часто выступают раннедокембрийские метаморфические породы. Поздний докембрий представлен слабометаморфизованными терригенными и отчасти карбонатными породами, местами лишь со стратиграфическим несогласием перекрытыми отложениями кембрия. Палеозойские домиссисипские, преимущественно карбонатные осадки мало мощны и несут явно платформенные черты. Верхний палеозой отличается преобладанием пестроцветных терригенных осадков мощностью до 3—4 км. Они накапливались в прогибах, разделенных крупными антиклинальными поднятиями. По-видимому, без существенных угловых несогласий палеозойские слои перекрываются мезозойскими и третичными преимущественно песчано-сланцевыми отложениями мощностью более 3 км. В отдельных районах известны верхнемеловые и третичные эффузивы. Довольно часты, особенно в Южных Скалистых горах, третичные гипабиссальные интрузии кислого и среднего составов, сложенные породами дайкового облика.

Дислоцированность дотретичных толщ на участках дифференцированных глыбовых поднятий значительна, но по удалении от них очень слаба. Третичные отложения обычно залегают весьма полого, нередко горизонтально.

Представляется, что зоны Южных и Центральных Скалистых гор с конца нижнего карбона и до палеогена развивались как эпикратонная брахигеосинклиналь. Лишь начиная с конца мела здесь местами проявляется вулканизм, сходный с мезогеосинклинальным.

Резко наложенный характер имеют зоны Каскадных гор и Колумбийского плато, где эв- и миогеосинклинальная зоны Кордильер перекрыты третичными и отчасти четвертичными андезитовыми вулканическими породами в первом случае и плато-базальтами (толеитовыми базальтами) —

\* «Центральных» в понимании Ф. Кинга (1961).

во втором. В юго-восточной части провинции, к юго-востоку от Голубых гор, состав лав очень пестрый: от оливиновых базальтов до дацитов и риолитов. Мощность вулканогенных толщ достигает 3—4 км. Дислоцированность их, особенно на Колумбийском плато, слабая. В Каскадных горах вулканогенные толщи интродуцированы многочисленными массивами графодиоритов и кварцевых диоритов.

Мезогеосинклинальный характер магматизма в Каскадных горах и платформенный на Колумбийском плато, возможно, свидетельствует о настижении соответствующих условий в этих регионах. Новейшие тектонические движения привели к образованию мощного горного пояса, поднятого до 3—4 км.

Несмотря на близкие амплитуды неоген-четвертичных поднятий в западных и восточных районах пояса, различие в характере новейших структур этих районов значительно: на востоке были высоко подняты огромные блоки, слабодифференцированные плато и нагорья, а на западе — лишь отдельные узкие глыбы.

Обратим внимание на некоторые особенности развития геологической структуры Северной Америки.

Начиная с позднего докембрия территория западного горного пояса Америки является областью преобладающего общего погружения и осадконакопления вплоть до проявления невадской орогении, когда часть этого пояса была поднята, а зоны наибольшего прогибания и осадконакопления локализовались к западу и востоку от Кордильер. При этом западная половина пояса отличалась интенсивным прогибанием, большой дифференцированностью тектонических движений и более высоким типом геосинклиналей от восточной, начиная по меньшей мере с палеозоя. Для восточной половины пояса характерен эпикратонный характер палеозойских и мезозойских геосинклиналей. В общем, при движении с востока на запад в структуре земной коры возрастает роль осадков, магматизма и структурных проявлений палеозойского и мезозойского времен. В грубой схеме можно ожидать увеличения в этом направлении мощности послесреднепротерозойских, и в частности каменноугольно-юрских, толщ и уменьшения плотности земной коры.

### Строение земной коры

Гравитационное поле Северной Америки в восточной ее половине обычное для платформенных областей (Гурарий, Соловьева, 1963), в среднем оно изменяется от 0 до — 50 *мгл*. К горному поясу запада приурочены аномалии Буге (—100)— (—300) *мгл* и лишь в прибрежной части они близки к нулю или положительны. Распределение аномалий в пределах горного пояса обнаруживает соответствие с современным рельефом земной поверхности. Интенсивность их коррелируется с высотой рельефа, а очертания оконтуривают крупные поднятия. Наиболее интенсивный минимум располагается в области Скалистых гор.

В последние годы появилась серия статей американских авторов, в которых приводятся данные о строении земной коры горного пояса запада Северной Америки, полученные по большому числу различно ориентированных профилей путем регистрации сейсмических волн от обычных (химических) и подземных ядерных взрывов (Pakiser, 1963; Pakiser et al., 1963; Jackson et al., 1963; Healy, 1963; Eaton, 1963; Ryall et al., 1963; Roller et al., 1963; Johnson, 1965; Diment et al., 1961; Stewart et al., 1962; Dix, 1965, и др.). Материалы сейсмических исследований земной коры в США недавно были обобщены Д. Стьюартом, Дж. Роллером, В. Джексоном и Ж. Ман-



Саном (Stuart et al., 1964). Ими составлена карта мощности коры и рассмотрена закономерность изменения скоростей упругих волн у поверхности Мохоровичича, подмеченная ранее Л. Пакизером (Pakiser, 1963).

Как следует из упомянутой карты (рис. 14), полоса наибольших мощностей земной коры приходится на среднюю часть Соединенных Штатов. Она охватывает Центральные и Южные Скалистые горы, а также плато Миссури (бассейн Уиллистон) и Арканзас-Миссурийское муждуречье (свод Центрального Канзаса и система Уичита), лежащие уже в пределах Северо-Американской платформы (исключая складки системы Уичита). К западу и востоку от этого утолщения земная кора уменьшается в мощности до

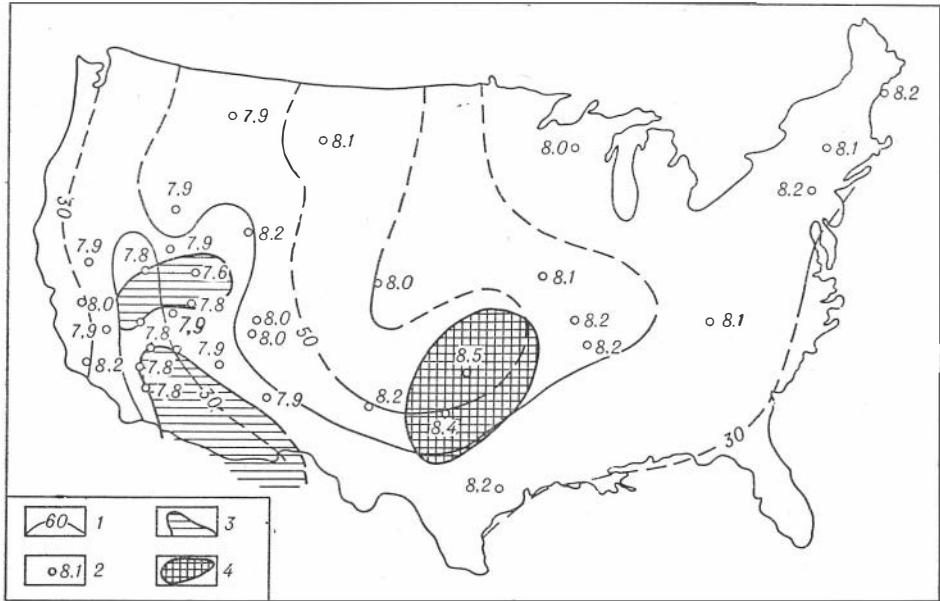


Рис. 14. Мощность земной коры и скорости сейсмических волн на поверхности Мохоровичича в США по D. J. Stuart et al.

1 — изолинии мощности коры, 2 — значения скоростей сейсмических волн, 3 — районы со значениями скоростей сейсмических волн менее 7,8 км/сек, 4 — районы со значениями скоростей сейсмических волн более 8,3 км/сек.

37 км на канадском щите, до 30—39 км в Аппалачах на востоке и до 23 км на тихоокеанском побережье на западе. В горном поясе запада мощность коры изменяется в широких пределах. На фоне общего утонения в западном направлении выделяется резкое сьерра-невадское утолщение (рис. 15, 16), в котором мощность коры иногда достигает 50 км и более (Press, 1960; Gutenberg, 1957, и др.). По обе стороны от этого утолщения располагаются районы с наиболее тонкой корой. Один из них — Большая Долина Калифорнии, другой — западная часть провинции Бассейнов и Хребтов, занятая миогеосинклинальными структурами Кордильер. Последняя характеризуется мощностями коры от 22 до 28 км, что установлено работами многих геофизиков (Diment et al., 1961; Pakiser et al., 1963; Eaton, 1963; Roller et al., 1963; Ryall et al., 1963, и др.). В Большой Долине Калифорнии мощность коры понижается до 16—20 км, в то время как западнее, на побережье, она изменяется до 23—35 км (Healy, 1963). Заметное утолщение коры намечается в районе батолита Айдахо (47 км против 40—42 км на соседних участках).

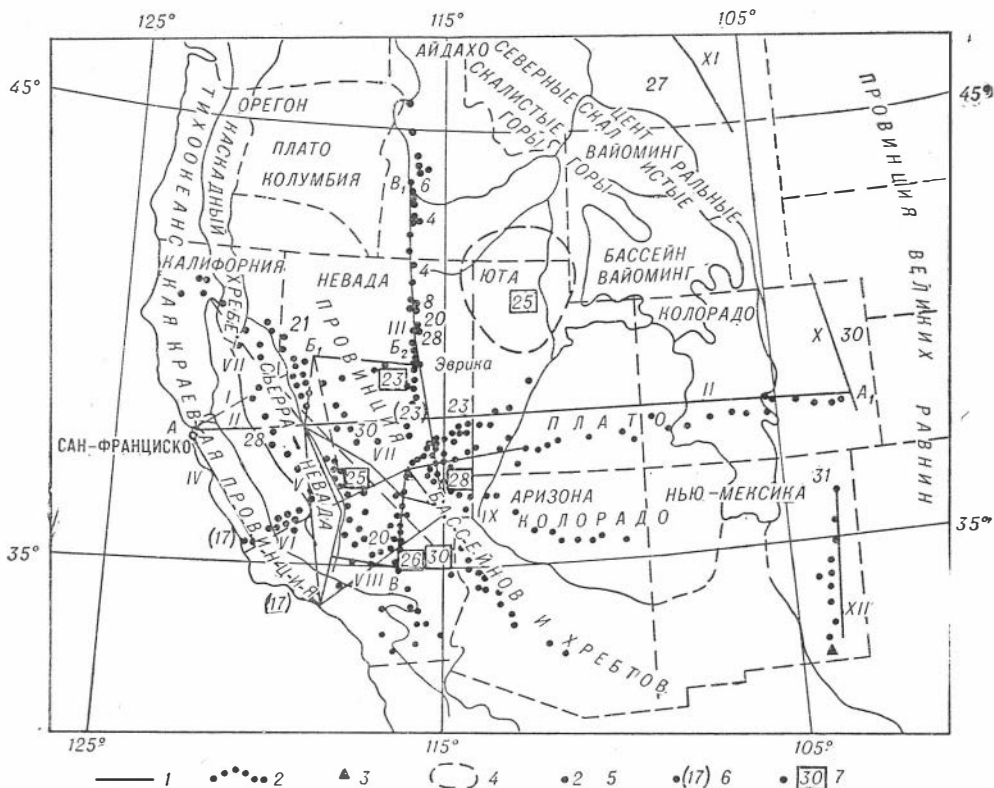


Рис. 15. Схема профилей ГСЗ и глубины до базальтового слоя в Западной части США. Схема составлена по данным L. Pakiser, R. Meyer et al. (пр. XI), S. Stewart et al. (пр. XII), W. Berg et al. Глубины приведены по данным тех же авторов, а также по D. Carder et al. (III), W. Diment et al. (IX), T. Healy (IV), W. Jackson et al. (X), L. Johnson et al. (VII), F. Press (VII), J. Roller et al. (VIII), A. Ryall (II), Stuart et al.

1 — сейсмические профили по химическим взрывам, 2 — пункты записи сейсмограмм по ядерным взрывам, 3 — пункты ядерных взрывов, 4 — район сейсмических исследований в восточной части провинции Бассейнов и Хребтов, 5 — глубины до промежуточного (базальтового) слоя, который, возможно, является аналогом нижнего диоритового, 6 — глубины до кровли нормального базальтового слоя, 7 — глубины до кровли базальтового слоя повышенной основности, относимого некоторыми авторами к мантии.

Примечание. На схеме не показаны районы работ Ф. Пресса и др. до 1956 г.

Таким образом, в области хр. Сьерра-Невада и соседних относительно понижений наблюдается исключительно резкое изменение мощности коры, достигающее 20 км на протяжении 50 км.

Как увидим ниже, изложенная характеристика земной коры является лишь одним из вариантов интерпретации сейсмических данных.

Слои земной коры в Северной Америке могут быть охарактеризованы только в самых общих чертах, поскольку о них американские авторы приводят часто лишь отрывочные схематичные сведения, нередко вызывающие сомнения у самих исполнителей сейсмических работ. Некоторые детали строения осадочно-вулканогенного и гранитного слоев рассматриваются во многих работах в связи с интерпретацией гравиметрических данных (Pakiser, 1964; Mabey, 1960; Thompson, Talwani, 1964; Danes et al., 1965, и др.). Выявляется их сложность, не меньшая чем в детально изученных районах Советского Союза, однако материалов для характеристики этих слоев в региональном плане совершенно недостаточно. Ниже рассмотрим некоторые черты глубинной структуры земной коры.

В береговой части Калифорнии, по Дж. Хили (Nealy, 1963), под слоем с  $v = 3,0$  км/сек и мощностью около 2,8 км залегают породы с  $v = 6,1 \pm 0,1$  км, прослеживающиеся до глубины 16,72 км. Ниже следует слой с  $v = 7,0$  км/сек мощностью около 9,5 км, подстилаемый подкоровым слоем с  $v = 8,0 \pm 0,2$  км/сек. По другой модели кора принята автором однослойной без учета верхнего, осадочного слоя.

Дж. Итон (Eaton, 1963) по профилю Сан-Франциско — Эврика показывает однослойную кору с  $v = 5,6 - 6,6$  км/сек на отрезке от побережья до восточного склона Сьерра-Невады и двухслойную далее на восток (см. рис. 16). Ниже слоя с  $v = 6,0$  км/сек, мощность которого изменяется от 20—22 км у подножия Сьерра-Невады и в восточной части провинции Бассейнов и Хребтов до 15 км в районе Фэллона, залегают слой с  $v = 6,6$  км/сек, мощность которого увеличивается с запада на восток от 6 до 10 км. Он подстилается слоем с  $v = 7,8$  км/сек. Западнее под Сьерра-Невадой и Береговым хребтом последняя имеет значения 7,9 км/сек.

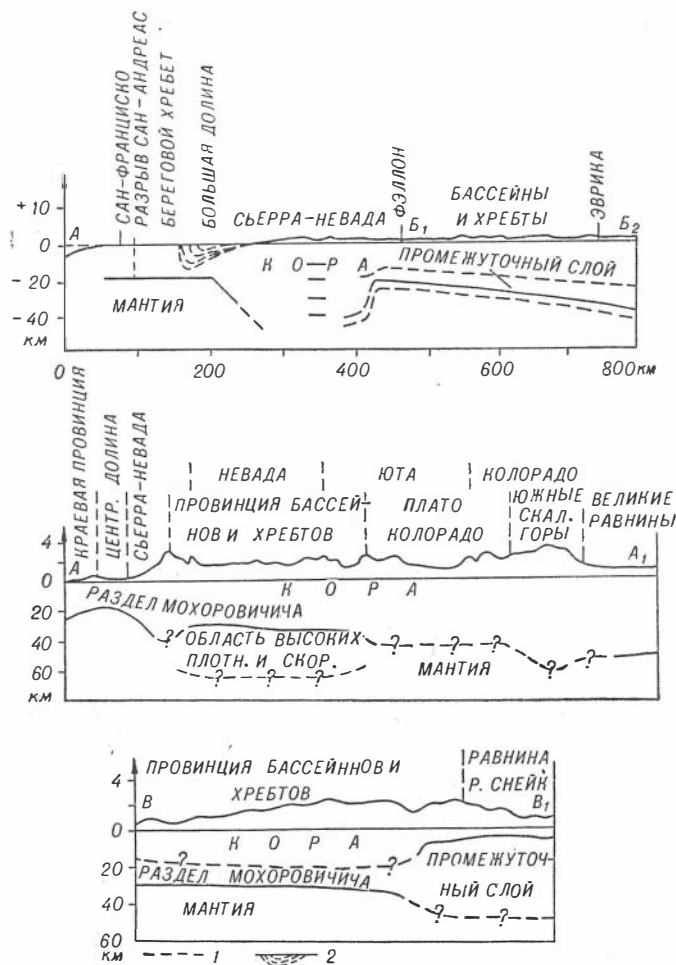


Рис. 16. Сейсмические разрезы Сан-Франциско—Эврика (А — Б<sub>1</sub> — Б<sub>2</sub>, пр. I — по J. Eaton), Сан-Франциско—Ламар (А — А<sub>1</sub>, пр. II) и Лудлов — Бойз (В — В<sub>1</sub>, пр. III — по L. Pakiser).

1 — на профиле АБ<sub>2</sub> — границы раздела для случая двухслойной коры, 2 — вулканогенно-осадочная толща.

Несколько южнее А. Райел и Д. Стюарт (Ryall, Stuart, 1963) под слоем с  $v = 6,0$  км/сек и мощностью 20—23 км указывают слой с  $v = 6,5 — 6,7$  км/сек и толщиной в 1,6 — 3,8 км.

В юго-восточной части Сьерра-Невады рисуется слой с  $v = 6,2$  км/сек, который на глубине 28 — 36 км ограничен поверхностью с  $v = 7,8$  км/сек (Diment et al., 1961) или 8,2 км/сек (Carder, Bailey, 1958). Однако Л. Джонсон (Johnson, 1965) на профиле Лейк-Мид (Невада) — Моуно-Лейк (Калифорния) отмечает наличие слоя с  $v = 7,10$  км/сек, который на глубине 25 км в районе первого из озер и 30 км в районе второго сменяет породы с  $v = 6,15$  км/сек. Мощность его около 5 км у Мид-Лейк и 10 км у Моуно-Лейк. Налегает он на поверхность с  $v = 7,8$  км/сек. Л. Пакизер (Pakiser, 1963) на профиле Лудлоу (Калифорния) — Бойс (Айдахо), хотя и неуверенно, но рисует поверхность «промежуточного» слоя в провинции Бассейнов и Хребтов на глубинах 18—20 км.

В средней части провинции Бассейнов и Хребтов по профилю Санта Моника-Бей — Мид-Лейк Дж. Роллер и Дж. Хили (Roller, Healy, 1963) отмечают в районе пустыни Мохаве мощность коры 26 км и залегание на глубине около 20 км слоя с  $v = 6,7$  км/сек. Ранее Ф. Пресс (Press, 1960) для этого же района получил разрез коры, в котором под слоем мощностью 23 км с  $v = 6,11$  км/сек лежат породы с  $v = 7,66$  км/сек мощностью 26 км, подстилаемые на глубине около 50 км слоем с  $v = 8,11$  км/сек. Для восточной окраины провинции Бассейнов и Хребтов в штате Юта также известны данные о наличии слоя с  $v = 7,6$  км/сек, кровля которого находится на глубине около 25 км, а подошва — на глубине 70 — 72 км. Основание его составляет слой с  $v = 7,97$  км/сек (Berg et al., 1960). Примечательно, что именно в этой провинции под слоем с  $v = 7,8$  км/сек Л. Пакизер (Pakiser, 1963) указывает возможную границу на глубине около 60 км.

В восточной части Северо-Западной вулканической провинции на плоскогорье р. Снейк Л. Пакизером и Д. Хиллом (Pakiser, Hill, 1963) отмечается резкое утолщение промежуточного слоя (до 45 км<sup>2</sup>) и поднятие его кровли до глубин всего 5—8 км. Здесь регистрируются волны со скоростями 6,2 — 6,8; 7,1—7,4 км/сек, в то время как южнее, в провинции Бассейнов и Хребтов, они не превосходят 6,15 — 6,33 км/сек. В южной части плато Колорадо Х. Е. Тэйтл и М. А. Тьюв (1957) отмечают необычайно низкую скорость ( $v = 5,8$  км/сек) и малую мощность (30 км коры, залегающей на подкоровом слое с  $v = 8,1$  км/сек). Сходная картина наблюдалась ими и в Скалистых горах штата Юта.

Восточное окаймление горного пояса запада (провинции Великих равнин) характеризуется уже отчетливой многослойностью земной коры. Так, в Восточном Колорадо В. Джексон, С. Стюарт и Л. Пакизер (Stewart et al., 1963) установили следующий разрез земной коры: 1) породы с  $v = 2,9 — 5,2$  км/сек, мощность 2,3 км; 2) слой с  $v = 5,8$  км/сек, мощность 9 км; 3) слой с  $v = 6,1$  км/сек, мощность 15,5 км; 4) слой с  $v = 6,7$  км/сек, мощность около 20 км.

Кровля последнего слоя залегает на глубине около 30 км, подстилается он поверхностью с  $v = 7,7 — 8,0$  км/сек. В восточном Нью-Мексико под осадочной толщей с  $v = 4,93$  км/сек мощностью 4,2 км находится слой с  $v = 6,14$  км/сек толщиной в 15 км. На глубине 19,2 км появляется слой с  $v = 6,72$  км/сек. Мощность его около 12 км. Ниже залегает слой с  $v = 7,10$  км/сек мощностью 20 км. Скорость волн в кровле мантии 8,2 км/сек (Stewart, Pakiser, 1962). В Восточной Монтане под слоем с  $v = 6,2$  км/сек на глубине около 27 км зафиксирован слой с  $v = 7,37$  км/сек мощностью примерно 21 км (Meuser et al., 1960), а в штате Альберта, уже за пределами США, на глубине 26—32 км установлен слой с  $v = 7,2$  км/сек и мощностью 15 км (Richards, Walker, 1959).

Несомненный интерес в разрезе данного исследования представляют данные о строении земной коры Канадского щита. Приведем некоторые из них. Б. Холл и В. Брисбин (Hall, Brisbin, 1965) для центральной части Западной Манитобы приводят разрез земной коры мощностью в  $34 \pm 1$  км (10 — 15 км приходится на слой с  $v = 6,15$  км/сек, а остальные 19— 24 км — на слой с  $v = 6,65$  км/сек). Дж. Брюн и Дж. Дорман (Brune, Dogman, 1963) указывают для коры в целом мощность в 35 км. Верхний слой с  $v = 5,64$  км/сек имеет мощность около 6 км, средний ( $v = 6,15$  км/сек) — 10 км и нижний ( $v = 6,60$  км/сек) — 19 км.

Из приведенного весьма краткого обзора следует, что для территории Северной Америки нет какого-то определенного стандарта земной коры. Она различна в разных тектонических зонах. Так, в зоне Береговых Хребтов, по-видимому, отсутствует или спорадически развит гранитный слой, есть диоритовый и вполне вероятен базальтовый. О близости к земной поверхности диоритового слоя свидетельствуют описываемые Дж. Томпсоном и М. Талвани (Thompson, Talwani, 1964) примеры развития выходов габбро, диабазов и мафических метаморфических пород на участках положительных аномалий в Большой Долине.

В хр. Сьерра-Невада верхнюю часть коры мощностью 28—30 км составляет, возможно, условно гранитный слой повышенной основности, а нижнюю — диоритовый ( $v \approx 6,6$  км/сек, мощность  $\approx 20$  км).

Провинция Бассейнов и Хребтов, по представлениям многих американских геофизиков, рисуется как область маломощной земной коры, сложенной преимущественно породами, которые могут быть отнесены к диоритовому слою пониженной основности по принятой нами модели. Этот диоритовый слой подстилается в одних случаях очень маломощным нижним диоритовым слоем высокой основности, в других — нормальным базальтовым, в третьих — подкорovým. Однако в свете данных Ф. Пресса, Дж. Берга и других геофизиков строение земной коры провинции Бассейнов и Хребтов может быть интерпретировано совершенно иным образом. Поверхность, принимаемая за кровлю подкорového слоя ( $v = 7,6$  км/сек), в действительности соответствует кровле базальтового слоя повышенной основности, подобного тому, какой выявлен в Альпах, на Урале и в других регионах. Этот слой, достигающий мощности 47 км, залегает на нормальной мантии с обычными для нее скоростями упругих волн: 7,90 — 8,2 км/сек. Таким образом, провинция Бассейнов и Хребтов оказывается областью весьма мощной земной коры (до 70 км) с хорошо развитым базальтовым слоем. Этот вариант более приемлем уже потому, что он не требует огромных положительных изостатических аномалий, неизбежных при первом варианте и в действительности не наблюдаемых.

Северо-Западная вулканическая провинция отличается от региона Большого Бассейна резким утонением надбазальтовой (верхней диоритовой) части коры.

Скалистые горы характеризуются, видимо, утолщенной корой по отношению к плато Колорадо. Внутреннее строение коры неясно.

Провинция Великих равнин по строению коры близка к областям раннепалеозойской складчатости. Здесь на отдельных участках имеется сравнительно небольшой мощности условно гранитный слой, хорошо развитый диоритовый (около 20 км) и базальтовый (15—20 км). На Канадском щите соотношения как будто изменяются в сторону утолщения базальтового слоя за счет диоритового, а гранитный слой встречается лишь спорадически.

Итак, если принять вариант Д. Стюарта, Дж. Роллера и других авторов (Stuart et al., 1964), то можно констатировать нарастание мощности базальтового слоя и основности коры с запада на восток, осложняемое

крупными утолщениями сиала в пределах горных хребтов и резким утонением гранитного слоя в бассейне р. Снейк.

По другому варианту, который представляется более вероятным, базальтовый слой, и притом повышенной основности, достигает наибольшей мощности в западных районах горного пояса запада. Но и в этом случае он развит не сплошь, а образует крупные линзы, подобные той, которая обнаружена в зоне Ивреа Альп.

### Соотношение глубинного строения земной коры с приповерхностной тектоникой

В виду фрагментарности и неясности данных о глубинной структуре земной коры сопоставление их с геологическими данными сильно затрудняется, чем и обуславливается крайний схематизм нижеследующих заключений.

Намечается наибольшая мощность надбазальтовой части коры в пределах эвгеосинклинальной зоны Кордильер и уменьшение ее в раннеальпийской миогеосинклинальной зоне Кордильер. Незначительна она и в альпийских миогеосинклинальных структурах Береговых Хребтов. Некоторое увеличение мощности сейсмического гранитного слоя можно предполагать в эпикратонных мио- и брахигеосинклинальных зонах Скалистых гор и массиве Колорадо (?). Обращает внимание в общем слабое различие тектонических зон по мощности надбазальтовой части разреза земной коры, выражающееся в сходных глубинах ее подошвы не только в пределах геосинклинальных структур, но и на платформе (см. рис. 15). Гораздо рельефнее различия в составе и распределении масс в самом базальтовом слое. Возможно, на участках, где отмечены утолщения с-гранитного слоя, на самом деле утолщается верхний базальтовый слой, близкий по своим упругим характеристикам к диоритовому.

Базальтовый слой обладает наибольшей мощностью в миогеосинклинальных Кордильерах, утоняется в эвгеосинклинальных и подчас совершенно выклинивается в массиве Колорадо и эпикратонных геосинклинальных зонах.

Нижний базальтовый слой и мантия там, где этот слой выклинивается, оказываются наиболее опущенными в районах наибольшего прогибания и осадконакопления в палеозое — мезозое и поднятыми в относительно менее прогнутых участках того же времени. При этом зависимости от типа режима не наблюдается: в миогеосинклинали Кордильер и в остаточном массиве Колорадо они находятся почти на одном уровне. Но названные зоны резко различаются наличием нижнего базальтового слоя в первой из них и отсутствием его во второй. Если взять некоторый слой литосферы Земли мощностью, равной наибольшей мощности земной коры, допустим в Сьера-Неваде, то кривая распределения плотности колонок этого слоя по профилю, проходящему от платформы к тихоокеанскому побережью, будет сходна с динамической кривой за период с палеозоя по мезозой, т. е. зависимость распределения масс в земной коре и верхней части мантии от геосинклинального развития проступает здесь достаточно отчетливо, хотя она и осложняется необычно большой мощностью с-гранитного слоя в прилегающей части Северо-Американской платформы. В случае провинции Бассейнов и Хребтов проступает уже неоднократно отмечавшееся для других регионов утолщение базальтового слоя на участке, менее подвижном по сравнению с прилежащими к нему. По-видимому, такого же рода явление наблюдается в районе залива Принц Вильям, где, по данным Г. Вулларда, Н. Остенсо, Е. Тилля, В. Бонини (Woollard et al., 1960), наблюдается утолщение базальтового слоя и коры в целом в зоне эвгеосинклинальных

Кордильер (?) на участке, не испытавшем крупных новейших поднятий (рис. 17), но представлявшем поднятие в меловое время (Ирдли, 1954).

При анализе данных сейсмозондирования нельзя не заметить одной интересной особенности в строении верхних слоев земной коры рассматриваемого региона. На платформе и в Колорадском остаточном массиве выделяется настоящий гранитный слой, но он обычно не отделяется от диоритового в геосинклинальных структурах Кордильер. На этом основании можно высказать два предположения. Во-первых, отдельные участки докембрийского основания платформы сформировались за счет разрушения уже хорошо дифференцированных отложений. Во-вторых, главные

источники материала для кордильерских геосинклиналей, по крайней мере в мезозое, находились либо на западе, либо в пределах самой геосинклинальной системы. Иначе трудно объяснить большую основность верхних горизонтов коры в геосинклиналях по сравнению с платформой.

Соотношение с новейшими структурами весьма своеобразно. Под наиболее поднятыми участками, которые, кстати, занимают окраинное положение в горном поясе, увеличена мощность с-гранитного слоя, а базальтовый характеризуется средними значениями мощности. Сравнительно пониженная же часть пояса, испытавшая большой

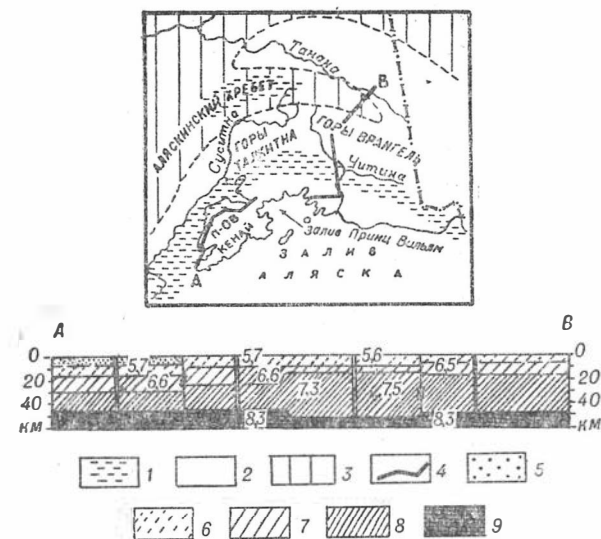


Рис. 17. Палеотектоническая схема (по А. Ирдли) и сейсмический разрез в районе залива Принц Вильям, Аляска (по G. P. Wollard et al.).

1 — моря, 2 — поднятия, 3 — ларамийская зона, 4 — линия профиля А — В. С л о н: 5 — осадочно-вулканогенный, 6 — гранитный, 7 — диоритовый, 8 — базальтовый, 9 — подкорковый. Цифрами на профиле даны скорости сейсмических волн.

амплитуды, но слабо дифференцированные поднятия, отличается резким утолщением базальтового слоя и коры в целом. Это утолщение не находит исчерпывающего объяснения в особенностях геосинклинальной структуры, видимо, появление его следует связывать с неотектоническими процессами.

При варианте строения земной коры, разработанном американскими авторами (Stuart et al., 1964; Pakiser, 1963, и др.), соотношения мощностей надбазальтовой части коры с приповерхностной тектоникой остаются аналогичными описанному выше. Соотношения же тектонических структур с базальтовым слоем и мощностями коры в целом будут существенно иными. Л. Пакизер и Р. Робинсон (Pakiser, Robinson, 1966), основываясь на упомянутом варианте строения коры, подчеркивают, что в западной суперпровинции США, т. е. к западу от Северо-Американской платформы, в составе коры преобладают кислые породы, а в восточной — основные. Они приходят к заключению, что в тектонически активных областях мощность коры меньше, чем в стабильных регионах. Можно было бы добавить, что в этом случае области неотектонических поднятий характеризуются в

общем меньшей мощностью, чем низменные территории. Таким образом, при принятии рассматриваемого варианта строения земной коры соотношения последнего с приповерхностной тектоникой оказываются прямо противоположными наблюдаемым в других регионах Мира. Это явление Е. Р. Канасевич (Kanasewich, 1966) связывает с предполагаемым расположением слоя пониженных скоростей и плотностей непосредственно под земной корой в горной части Северной Америки и на большой глубине в мантии — под равнинами и океанами. Сходные представления высказывали В. Гамильтон и Л. Пакизер (Hamilton, Pakiser, 1965), но в их интерпретации слой пониженных скоростей повсеместно находится глубже границы Мохоровичича и не распространяется под континентальные равнины.

В заключение отметим, что в настоящее время трудно определенно сказать, является ли намечающаяся в Северной Америке сложность строения земной коры и его взаимоотношений с геологическим строением и развитием реальной или кажущейся, обусловленной недостаточной изученностью.

Мы не рассматриваем здесь материалы по Аппалачам — этой классической области североамериканских герцинид, поскольку они, судя по данным, приведенным Р. М. Деменицкой (1961), Дж. Оливером и другими геофизиками (Oliver et al., 1961), недостаточны для решения поставленных вопросов.

## КРАТКИЕ ЗАМЕТКИ ПО ДРУГИМ РЕГИОНАМ МИРА

### Япония

Японские острова представляют одно из звеньев альпийского пояса Тихоокеанского кольца. В среднем и верхнем палеозое они развивались как типичная эвгеосинклиналь 1-го рода, в которой накапливались глинистые сланцы, граувакки, основные вулканиты, кремнистые породы и реже известняки. После досреднетриасовой складчатости (позднегерцинской) во Внутренней зоне Юго-Западной Японии устанавливается геантиклинальный режим с накоплением молассоидных отложений и вулканических пород кислого и среднего составов, частыми перерывами, несогласиями, частыми фациальными изменениями, внедрением кислых интрузий, т. е. признаками, свойственными мезогееосинклиналям (рис. 18, 19). Во Внешней зоне Юго-Западной Японии и на Хоккайдо, видимо, сохранились эвгеосинклинальные условия. Верхний мел — палеоген для региона, исключая Внешнюю зону Юго-Западной Японии и среднюю часть Хоккайдо, явился временем миегееосинклинального развития, а во Внутренней зоне, может быть, и мезогееосинклинального. Во Внешней же зоне и на Хоккайдо все еще удерживались условия, близкие к эвгеосинклинальным. Неоген-четвертичный этап развития Японии, характеризующийся бурным проявлением вулканизма и отложением мощных вулканогенно-терригенных толщ, должен, видимо, квалифицироваться как мезогееосинклинальный 2-го рода.

Такова схема развития Японии, как она представляется автору по материалам, приведенным в книге «Геология и минеральные ресурсы Японии» (1961).

Имеющиеся в нашем распоряжении сейсмические данные о строении земной коры в Японии сравнительно немногочисленны и притом довольно противоречивы. Известна работа И. Тамаки (1959), в которой даны детальные профили и срезы земной коры на разных глубинах, построенные на основании интерпретации сейсмологических данных. Глубинная структура коры



в свете этих построений, выполненных на базе четырехслойной модели, представляется исключительно сложной.

Иного рода картина глубинного строения земной коры Японии рисуется в результате работ, выполненных японскими учеными по плану Международного геофизического года и Международного геофизического союза (Ніноно, 1962). Авторы отчета по этим работам, приняв двухслойную модель земной коры, естественно, получили более простую картину ее строения. Тем не менее и на разрезах, составленных ими, отчетливо отра-

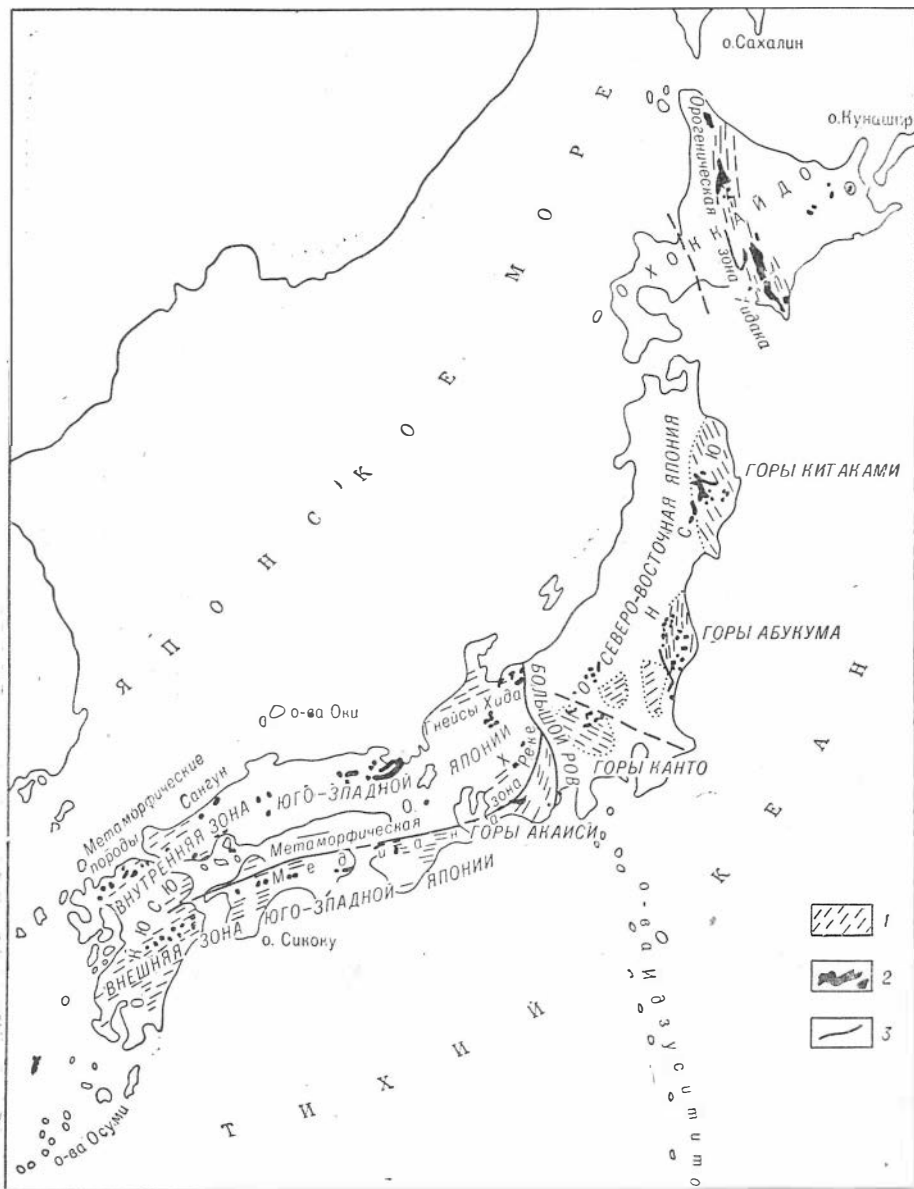


Рис. 18. Тектонические провинции и распространение основных и ультраосновных интрузивных пород в Японии.

1 — метаморфические породы, 2 — основные и ультраосновные интрузивные породы, 3 — главные разломы.

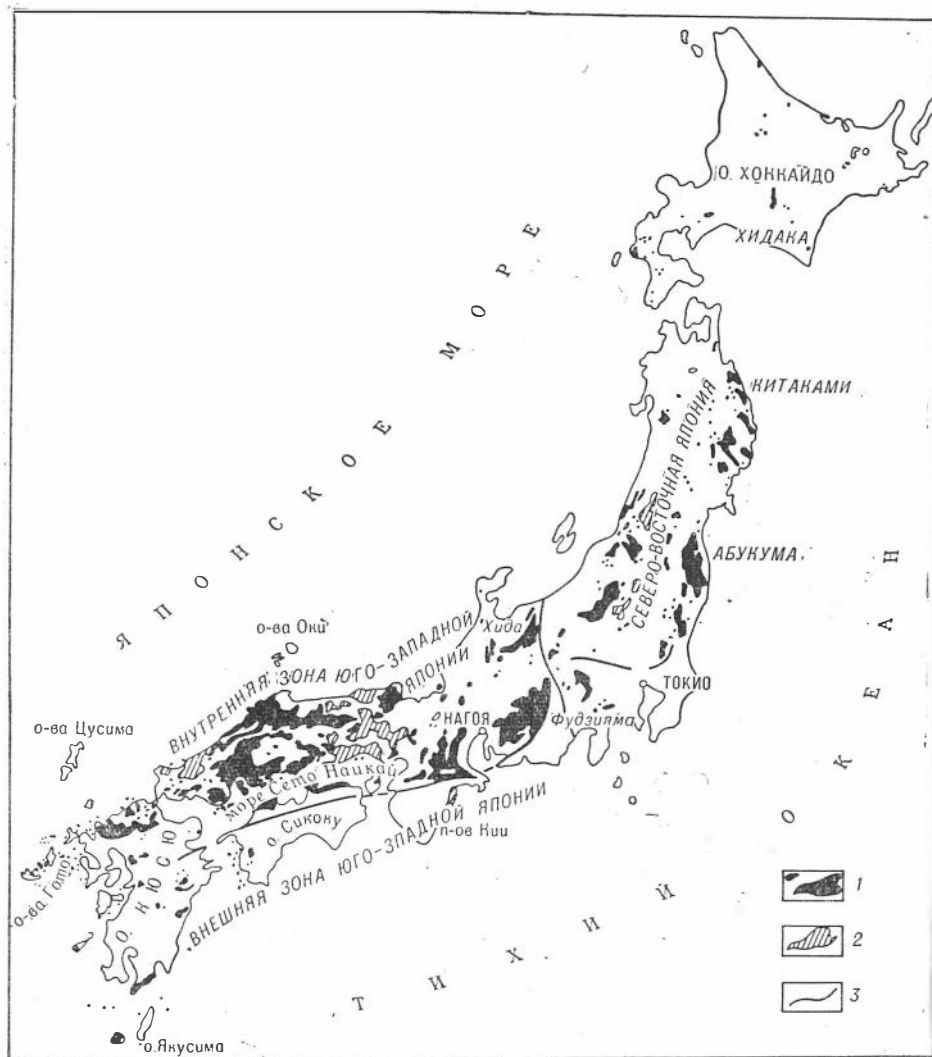


Рис. 19. Распространение кислых и средних интрузивных пород в Японии.  
 1 — граниты, 2 — кислые габбиссальные породы, 3 — главные разломы.

жены резкие изменения мощности верхнего слоя от 0 до 9,5 км ( $v=5,5$  км/сек) и выходы непосредственно на земную поверхность нижнего слоя, подошва которого находится на глубинах 20—37 км ( $v=6,0$  км/сек). Простое строение земной коры рисуется и по профилю Курайоси — Ханабуса на о. Хонсю, построенному на основании записи сейсмических волн от взрыва. Авторы работы, в которой принял участие и И. Тамаки (Hashizume et al., 1966), дают по этому сравнительно короткому профилю длину всего в 250 км два варианта разреза: один для трехслойной, другой для четырехслойной модели. По первому из них ниже осадочного слоя мощностью около 4 км и  $v=5,5$  км/сек залегает слой с  $v=6,1$  км/сек и глубиной залегания подошвы 10—12 км на западе и 17—24 км — на востоке. Под ним лежит слой с  $v=6,4$ —6,6 км/сек, сменяющийся на глубине 27—31 км на западе и  $\approx 41$  км на востоке мантией с  $v=8,0$  км/сек. Во втором варианте ниже

слоя с  $v = 6,1$  км/сек выделен слой с  $v = 6,4 — 6,6$  км/сек, подошва которого понижается с запада на восток от 26 до 37 км. Этот слой, характеризующийся выдержанной мощностью, подстилается слоем с  $v = 7,4 — 7,5$  км/сек, который ограничивается снизу поверхностью Мохоровичича, наклоненной противоположно вышележащим слоям с востока на запад. В соответствии с тремя вариантами скоростей для границы Мохоровичича (от 8,0 до 8,2 км/сек) значения глубин ее залегания могут изменяться от 42—57 до 49—51 км. Обращает на себя внимание, что в отличие от ранних построений И. Тамаки (1959) внутрикоровые поверхности здесь наклонены не на запад, а на восток.

Новых данных о строении земной коры слишком мало, и они очень схематичны для того, чтобы на них основывать какие-либо заключения о соотношении глубинных и приповерхностных структур. Поэтому, несмотря на риск, связанный с «устарелостью» материалов, мы для сопоставления с геологическими данными используем разрезы и схемы И. Тамаки как более детальные и имеющие в основе модель, совпадающую с нашей.

По И. Тамаки, диоритовый слой (слой № 3 с  $v_p = 6,0 — 6,5$  км/сек) выступает на поверхности или находится на очень малой глубине на о. Хонсю в районе хр. Хида и юго-западнее его, в хр. Китакама и северной оконечности острова, а также на о. Хоккайдо (рис. 20), т. е. главным образом в районах, где развиты метаморфические домеловые породы. Наибольшие мощности этого слоя приходятся на Внутреннюю зону Юго-Западной Японии и северо-западную часть Северо-Восточной Японии, а также на о. Кюсю. Значительна она в полосе от гор Абукума через Северный Хонсю на о. Хоккайдо. Внешняя зона Юго-Западной Японии отличается большей мощностью гранитного слоя (слой № 2 с  $v_p = 5,0 — 5,5$  км/сек) и пониженной — диоритового. Базальтовый слой близок к земной поверхности у восточного побережья о. Хонсю восточнее хр. Китакама, западнее залива Сендай и в зоне разлома Медиана. Наиболее глубокий прогиб в кровле базальтового слоя приурочен к прибрежной части Внутренней зоны Юго-Западной Японии. Максимальное утолщение слоя наблюдается восточнее Большого рва (Fossa Magna), в западной части о. Хоккайдо, на о. Кюсю. Кровля подкорового слоя высоко поднята в зоне Медианы и северо-восточной части о. Хонсю.

Общая мощность земной коры в Японии, видимо, резко изменчива. Часто варьирует в пределах 20 — 37 км, но, по данным И. Тамаки, она иногда утоняется до 10 км или утолщается до 40 км и более (см. также данные у Р. М. Деменицкой — 1961).

Между распределением масс в земной коре и геологическими особенностями намечаются некоторые закономерные соотношения. Так, гранитный слой наиболее развит в части Японии, которая уже с раннего мезозоя развивалась как мезогесинклинальная. Несколько меньше его мощность на территории, где эвгесинклинальные условия сохранялись и в мезозое. Такой же закономерности подчиняется распределение масс диоритового слоя. Кровля последнего, кроме того, испытывает наибольшее воздымание на участках с геоантиклинальным режимом развития, где на поверхность выведены древние метаморфические толщи. В этих же районах часто высоко поднята и кровля базальтового слоя.

Внешняя, эвгесинклинальная в мезозое, зона Японии характеризуется более высоким положением базальтового и кровли подкорового слоя по сравнению с внутренней, мезогесинклинальной. Возможно, такие соотношения указывают на геоантиклинальный режим развития эвгесинклинальной зоны на каком-то существенном отрезке геологической истории. Это предположение хорошо объясняет также и концентрацию утолщений базальтового слоя в пределах зоны.

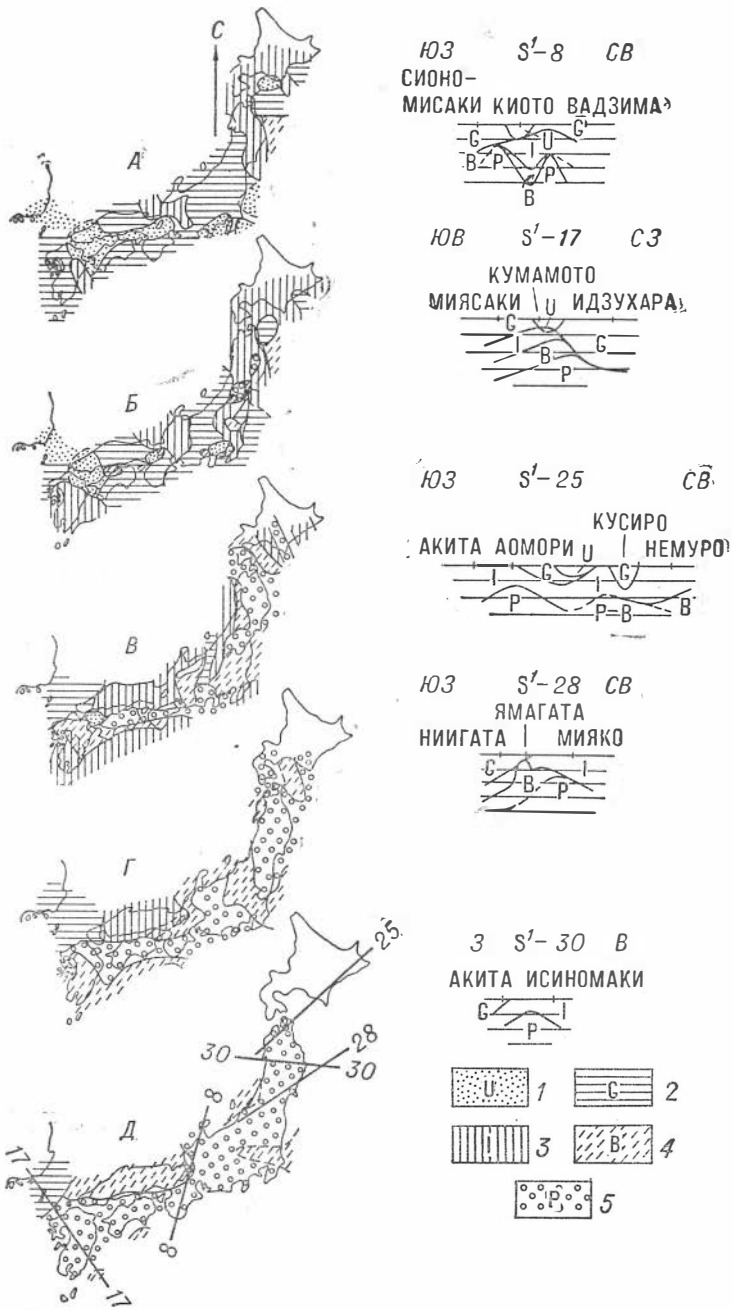


Рис. 20. Схема строения земной коры: у поверхности (А), на глубине 10 км (Б), на глубине 20 км (В), на глубине 30 км (Г), на глубине 40 км (Д) и разрезы по отдельным профилям (по И. Тамаки).

Слон: 1 — № 1 ( $v_p = 3,7 - 4,2$  км/сек), 2 — № 2 ( $v_p = 5,0 - 5,5$  км/сек), 3 — № 3 ( $v_p = 6,0 - 6,5$  км/сек), 4 — № 4 ( $v_p = 7,0 - 7,5$  км/сек), 5 — № 5 ( $v_p = 8,0 - 8,5$  км/сек),  $v_p$  — скорость продольных волн.

Полоса поднятий базальтового и подкорового слоев приурочена к эвгеосинклинальной зоне, к области наиболее широкого распространения метаморфических пород и основных и ультраосновных интрузий. При этом особенно четкий гребень в подкоровом слое выделяется в зоне разлома Медиана, где располагается метаморфическая зона Самбагава — Микабу. Резкое повышение кровли подкорового слоя в зоне разлома, сопровождающееся часто выклиниванием здесь базальтового слоя, может рассматриваться как результат резкого подъема, вспучивания ультраосновных масс в связи с образованием разлома.

### Новая Зеландия

Новая Зеландия также является одним из звеньев в структуре Тихоокеанского кольца. Мощность земной коры в ее пределах 18—20 км (рис. 21). В районе Веллингтона непосредственно на подкоровом слое с  $v=8,0$  км/сек залегает слой с  $v=6,5$  км/сек мощностью 8 км, на котором лежит слой с  $v=6,0$  км/сек толщиной около 7 км. Верхние 2—2,5 км разреза коры

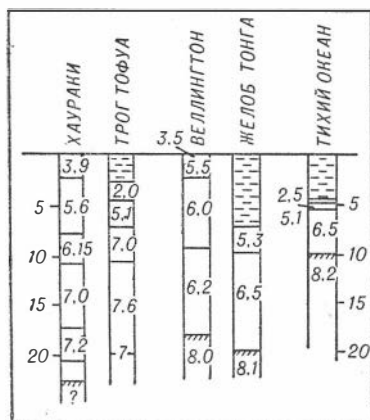


Рис. 21. Колонки земной коры в восточно-западной части Тихого океана (по G. A. Eiby). В колонках цифры обозначают скорости волн в км/сек.

сложены породами с  $v=3,5-5,5$  км/сек (Eiby, 1958). В сторону Тихого океана мощность земной коры уменьшается до 5—12 км, но при этом поверхность Мохоровичича в глубоководном желобе Тонга лежит даже несколько глубже, чем под Новой Зеландией, сильно поднимаясь лишь еще восточнее — в бассейне Тихого океана. Скорости упругих волн в нижнем слое коры повышаются до 6,5 км/сек, средний слой исчезает, а в подкоровом слое скорости увеличиваются до 8,1, а затем и 8,2 км/сек.

Иной характер изменения коры наблюдается по удалении от Тихого океана, в северо-западной части Новой Зеландии (залив Хаураки). Здесь появляются слои с 7,0—7,2 и даже 7,6 км/сек общей мощностью около 13 км. Над ними залегают породы с  $v=5,1-5,6$  км/сек, иногда отделенные от них маломощным

прослоем с  $v=6,15$  км/сек (район Хаураки). Общая мощность коры возрастает до 22 км.

Таким образом, можно констатировать отсутствие базальтового слоя под Новой Зеландией в районе Веллингтона и в прилегающей части океана, а также мощное развитие в районе острова и в приостровной части океана диоритового слоя. По направлению к Австралийскому континенту, напротив, диоритовый слой вытесняется базальтовым, а гранитный получает несколько большую долю в строении коры. Возникает предположение, что земная кора Новой Зеландии представляет собой более молодое образование по сравнению с корой более западных районов, за счет продуктов дезинтеграции пород которой она и сформировалась.

### ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ДОКЕМБРИЙСКИХ И ПАЛЕЗОЙСКИХ ПЛАТФОРМ В ПРЕДЕЛАХ СССР

Строение земной коры платформенных областей с резко различным возрастом складчатого основания имеет принципиальное значение для

оценки различных гипотез происхождения коры, поскольку и характер материала по степени его дифференцированности, и нивелировка неоднородностей, и глубина денудации здесь могут быть максимально несходными. Соответственно разновозрастные платформы должны существенно различаться между собой.

1. Одной из классических платформ Мира является **Восточно-Европейская платформа**, относящаяся по возрасту основания к категории древних платформ. В настоящее время имеются данные ГСЗ по территории юго-восточной части Русской плиты, Балтийскому и Украинскому щитам.

По данным Ю. Н. Година (1958, 1962 и др.), А. В. Егоркина (1962), Ю. Н. Година и А. В. Егоркина (1960<sub>1</sub>), тщательно проанализированным в ряде работ И. В. Померанцевой (1962, 1964<sub>1,2</sub>, 1965), на юго-востоке Русской плиты кора многослойна. Средняя мощность ее 39 км, но местами она достигает 42—43 км. Скорости упругих волн на поверхности Мохоровичича 8,0—8,2 км/сек. Расчленение земной коры несколько различается у разных авторов в зависимости от принятой модели. По А. В. Егоркину (1962), на глубине 15—25 км залегает поверхность с  $v_r = 7,0 - 7,5$  км/сек, ниже которой на 8—15 км фиксируется еще одна граница с  $v_r = 7,3 - 7,9$  км/сек, а выше, на глубине 5—11 км, поверхность с  $v_r = 6,6$  км/сек, а также 6,0—6,8 км/сек (рис. 22). Выше, непосредственно под осадочными породами мощностью до 5 км, залегают породы с  $v_r = 6,0$  км/сек. Судя по весьма сильному разбросу скоростей, в одни и те же границы объединены поверхности различных тел. На самом же деле эти поверхности много сложнее, чем их изображает автор. Однако общая картина обнаруживает здесь явное существование двух базальтовых слоев — диоритового повышенной основности и гранитного, вернее гранитно-диоритового. Базальтовый слой составляет около половины разреза, а гранитный развит лишь спорадически.

И. В. Померанцева (1965) рисует разрез слоисто-градиентной коры, в котором верхний слой кристаллической коры обладает явно диоритовыми скоростями, а в нижней части нижнего диоритового слоя скорость достигает базальтовых значений ( $v_r = 6,75$  км/сек).

На Балтийском щите, по данным Ю. Н. Грачева, И. В. Литвиненко, К. А. Некрасовой и других геофизиков (Грачев и др., 1960; Литвиненко и др., 1962; Литвиненко, 1963, 1965), мощность земной коры 34—38 км. Здесь также можно выделить нижний ( $v_r = 6,9 - 7,0$  км/сек) и верхний ( $v_r = 6,75$  км/сек) базальтовые слои общей мощностью 13—23 км, расчлененный и выходящий местами на поверхность диоритовый ( $v_r = 6,6$  и 6,4 км/сек, мощность около 12 км) и повышенной основности гранитный слой. Мощность последнего 5—8 км. Как отмечают И. В. Литвиненко и К. А. Некрасова (1962), общая мощность земной коры уменьшается в области Беломорид, которые Л. Я. Харитоновым (1957, 1960) отнесены к наиболее древним и складчатым сооружениям восточной части Балтийского щита. Здесь же наблюдается уменьшение мощности базальтового слоя и погружение его поверхности, которая испытывает резкое поднятие до 6—7 км в районе выходов печенгской серии, слагающей поздние карелиды (см. рис. 22, III; Литвиненко, 1963).

Относительная мощность базальтового слоя в Карелии и на Кольском полуострове почти такая же, как и на юго-востоке плиты.

В Воронежском массиве мощность коры измеряется 51—52 км и слой с  $v_r = 6,6$  км/сек здесь залегает на глубине около 15 км (Семенов и др., 1964).

На Украинском щите строение земной коры значительно сложнее и притом резко различно в его северной и южной частях (Семенов

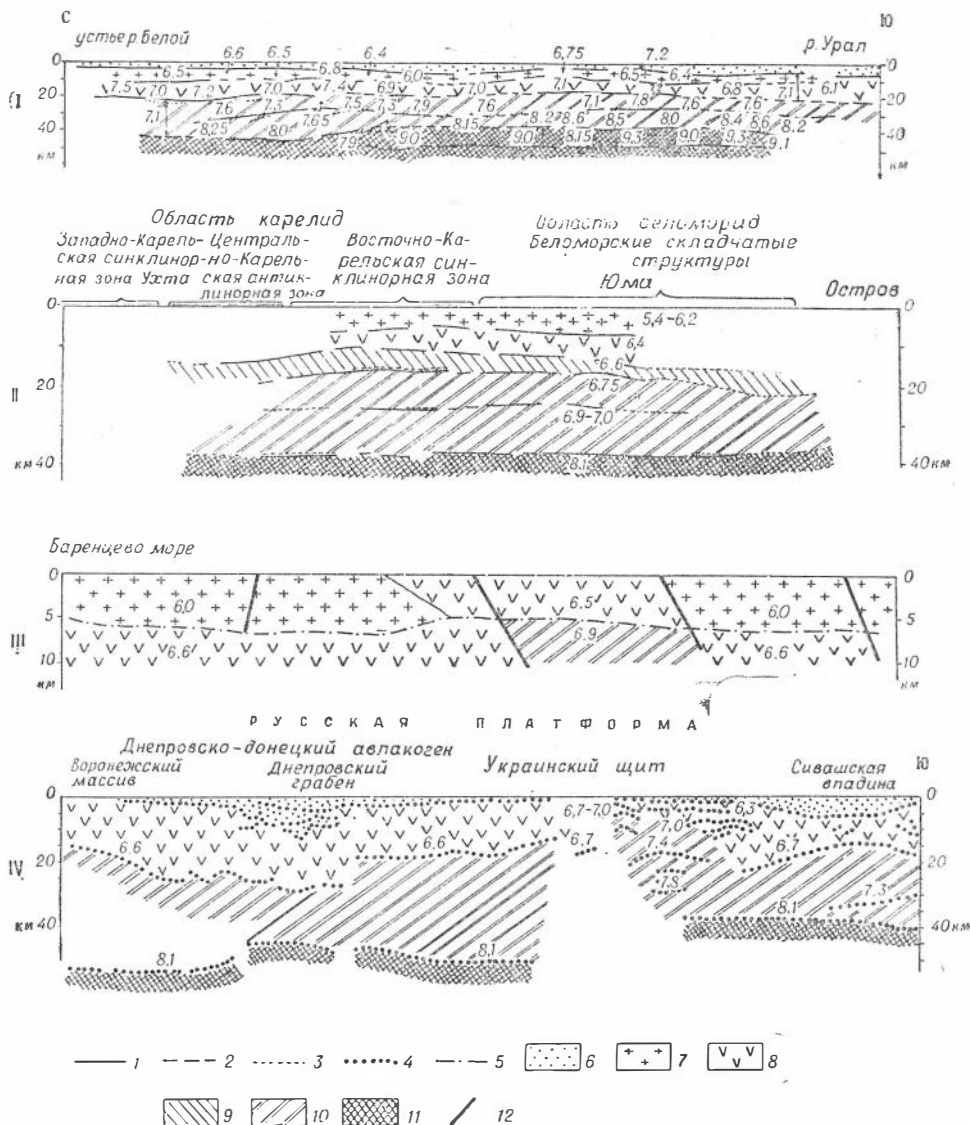


Рис. 22. Сейсмические разрезы земной коры юго-восточной части Русской плиты (I — профиль, по А. В. Егоркину), Балтийского щита (II — профиль Кемь-Ухта, III — профиль через Печенгский р-н, по И. В. Литвиненко), Воронежского массива и Украинского щита (IV профиль, по С. И. Субботину и др.).

1 — границы, построенные по встречным полям времен, 2 — границы, построенные по одиночным полям времен, 3 — отражающие площадки, 4 — преломляющие и отражающие горизонты (без разделения), 5 — среднее положение опорной сейсмической границы. С л о ж: 6 — осадочно-вулканогенный, 7 — условно гранитный, 8 — диоритовый, на профиле IV — нерасчлененные диоритовый и условно гранитный, 9 — нижний диоритовый, 10 — базальтовый, 11 — подкорковый, 12 — разломы.

ко и др., 1964; Субботин и др., 1963, 1965; Соллогуб и др., 1966<sup>1,2</sup>). Это, может быть, отражает больше особенности методики интерпретации сейсмических исследований, чем реальную картину. Северный склон щита в принципе не отличается по строению коры от Воронежского массива. На южном же мощность коры сравнительно мала (35 км против 50). Внутри

земной коры фиксируется ряд поверхностей со сложным рельефом со скоростями  $v_r = 7,8; 7,4; 7,0; 6,7$  км/сек. Поверхность с  $v_r = 7,4$  км/сек залегает на глубине 18—20 км, а с  $v_r = 6,7—7,0$  км/сек — на глубине 6—8 км. В районе Овручского синклинория отмечается граница с  $v_r = 7,0$  км/сек на глубине всего около 5 км (Соллогуб и др., 1966). Таким образом, в строении коры на Украинском щите резко преобладает базальтовый слой. Характерно, что южнее, в пределах Скифской платформы, он сильно сокращается в мощности и погружается на глубину 15—20 км.

Юго-восточнее щита характер коры несколько иной. Так, в Предкавказье под слоем с  $v_r = 6,2—6,5$  км/сек, залегающем на глубинах 11—15 км, находится слой с  $v_r = 6,8$  км/сек. Глубина до него 23—26 км. На глубинах 30—34 км он сменяется слоем с  $v_r = 7,3$  км/сек. Поверхность Мохоровичича ( $v_r = 8,0$  км/сек) фиксируется на глубинах 39—46 км (Ващилов, Маркунский, 1966). Мощность базальтового слоя, таким образом, здесь составляет лишь около половины общей мощности земной коры. Обращает внимание, что прогибы во всех слоях приходятся к северу от Предкавказья на кряж Карпинского, т. е. на продолжение миогеосинклинального герцинского прогиба Большого Донбасса.

**II. Западно-Сибирская плита** является примером молодой платформы с гетерогенным, разновозрастным складчатым основанием. Строение коры, как следует из работ Н. Н. Пузырева, С. В. Крылова, В. С. Суркова, С. В. Потапьева, З. Р. Мишенькиной (Пузырев и др., 1964; Крылов и др., 1965<sub>1,2</sub>, 1966), также неоднородно, причем эта неоднородность неплохо коррелируется с тектонической зональностью фундамента плиты.

По профилю Ханты-Мансийск — Усть-Озерное мощность земной коры изменяется от 36 до 44 км, в общем увеличиваясь с запада на восток (рис. 23). Локальные утолщения она испытывает на участках Усть-Тым — Александровское и Белый Яр — Усть-Озерное. Первое приходится на участок, строение фундамента которого, вероятно, сходно со структурами Салаиро-Алтайской зоны, второе лежит в пределах северного продолжения салаирид Минусинской зоны.

Базальтовый слой с  $v_{пл} = 6,7—7,0$  км/сек имеет мощность от 13 до 26 км, постепенно увеличиваясь в восточном направлении и образуя раздувы на участках утолщения земной коры. Поверхность его кровли залегает на глубинах от 17 до 26 км, наиболее высоко поднимаясь в районе Александровского поднятия.

Вышележащий слой с  $v_{пл} = 6,4$  км/сек (диоритовый) обладает мощностью от 10 до 20 км, наиболее утолщен он к западу от Колтогорской зоны разломов. В Александровском поднятии этот слой подстилает непосредственно платформенный чехол, большей же частью он скрыт под слоем с  $v_r = 5,0—6,0$  км/сек и залегает на глубинах 6—10 км. Характерно, что в зоне, лежащей на продолжении Томь-Кольванской, последний, гранитный, слой имеет повышенную мощность и беспокойный рельеф подошвы.

На профиле Овечкино — Барабинск при мощности коры 40—43 км мощность базальтового слоя измеряется всего 13—14 км, а диоритовый слой разделяется на верхний и нижний общей мощностью от 18 км в северо-западной половине профиля до 25 км — в юго-восточной, приходящейся на Томь-Кольванскую зону эвгеосинклинальных герцинид. Гранитный слой имеет мощность 6—8 км и в общем приподнят на юго-востоке.

Подкоровый слой характеризуется скоростями упругих волн от 7,9—8,1 км/сек в средней части плиты до 8,2 км/сек — в южной.

В общем для земной коры Западно-Сибирской плиты можно констатировать пониженную мощность базальтового слоя по сравнению с надбазальтовой частью разреза и утолщение его в зонах геоантиклинального режима на герцинском этапе развития.



**III. Туранская плита**, гетерогенность фундамента которой также подчеркивалась многими авторами (Попов и др., 1955; Касаткин, 1960; Мелькановицкий, 1962; Годин, 1958<sub>2</sub>; Годин и др., 1960<sub>2</sub>; Вольвовский и др., 1965, и др.), несколько различается по мощности земной коры и отдельных ее слоев в разных своих частях. Мощность коры здесь изменяется от 30 км и менее в районе Балхана до 50—52 км у Байрам-Али в Восточной Туркмении (Косминская и др., 1957; Годин, 1958, и др.). В базальтовом слое, мощность которого на большей части Туркмении около 20—30 км (Годин и др., 1962; Фоменко, 1962; Рябой, 1966), могут быть выделены слои: нижний базальтовый с  $v_r = 7,6-7,5$  км/сек или  $v_{пл} = 7,3-7,4$  км/час (по В. З. Рябому) и верхний базальтовый с  $v_{пл} = 6,7-7,2$  км/сек (см. рис. 23, II, III). В районе Султан-Уиздага наблюдается раздвиг базальтового слоя до 40 км.

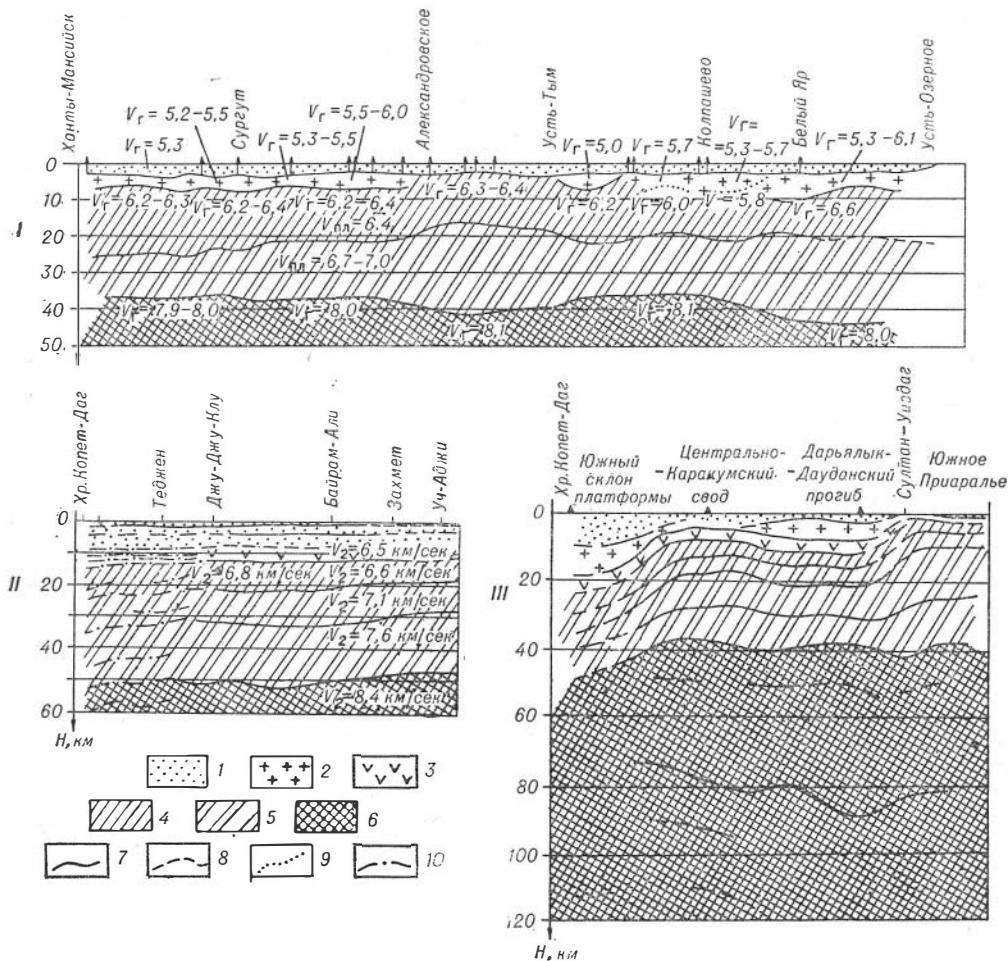


Рис. 23. Сейсмические разрезы земной коры Западно-Сибирской (I) и Туранской (II и III) плит. I — профиль Хантаы-Мансийск—Усть-Тым (по С. В. Крылову и др.), II — профиль Душак — Карабекаул, Восточная Туркмения (по Ю. Н. Годину и др.), III — профиль Копет-Даг — Южное Приаралье (по В. З. Рябому).

Слои: 1 — осадочный, 2 — условно гранитный, 3 — верхний диоритовый, 4 — нижний диоритовый, 5 — базальтовый, 6 — подкоровый, 7 — сейсмические границы, 8 — границы по менее уверенным данным, 9 — изолинии пластовых скоростей по данным рефрагированных волн, 10 — изолинии отражающие горизонты (на пр. II).

Выше следует слой мощностью 7—8 км с  $v_r = 6,0 - 6,6$  км/сек (до 6,8 км/сек), очевидно, соответствующий диоритовому слою нашей модели. Он залегает на глубине 10—18 км. В районе Султан-Уиздага диоритовый слой, возможно, находится непосредственно под рыхлыми отложениями, а в Предкопетдагском прогибе погружается до 25 км. Верхний базальтовый и диоритовый слои, по данным В. З. Рябого (1966), расчленяются на два слоя каждый. Выше диоритового следует сложный слой с  $v_{пл} = 5,9$  км/сек, который может рассматриваться как гранитный, но сложен он, видимо, преимущественно домеловыми породами. Осадочный чехол ( $v_{пл} = 2,1 - 3,7$  км/сек) достигает мощности 4—5 км. Для подкорового слоя указывается  $v_r = 8,4$  км/сек.

Иные, низкие, скоростные характеристики земной коры Туркмении даются И. С. и Б. С. Вольвовскими (1962), а также И. П. Косминской и Ю. В. Тулиной (1957). В этом случае для Бухаро-Хивинского района основность коры сохраняется за счет перехода гранитного слоя в диоритовый.

Характерно, что по крайней мере в юго-восточной части Туранской плиты базальтовый слой несколько мощнее вышележащей части земной коры. Причем утолщается он как бы за счет самой коры. Обращает внимание субпараллельность всех основных границ раздела в земной коре.

Сопоставление различных платформ и их основных структурных элементов выявляет неоднотипность строения земной коры в них. Различия в пределах каждой из них, пожалуй, более значительны, чем между ними. Так, на Восточно-Европейской платформе можно видеть и нормальную континентальную кору с хорошо развитыми базальтовым, с-гранитным и осадочным слоями, и океаническую, состоящую чуть ли не целиком из базальтового слоя, и кору альпийского типа с преобладанием с-гранитного слоя над базальтовым. По существу, разница с соответствующими типами лишь в величинах мощности коры, что вполне согласуется с высказыванием Д. Г. Панова (1961) об отсутствии оснований для резкого противопоставления океанического и материкового типов коры.

В то же время нельзя уловить ясных различий в строении земной коры Туранской плиты и Балтийского щита, если игнорировать наличие мощного осадочного покрова, большую мощность коры у первого из названных структурных элементов и неоднотипность соотношений поверхностей слоев у каждого из них. По характеру соотношений между слоями намечается сходство Восточно-Европейской платформы с Западно-Сибирской плитой, но от них обеих существенно отличается Туранская плита параллельностью ограничивающих слоев поверхностей. Пожалуй, общим для молодых платформ является утолщение базальтового слоя при увеличении мощности коры. Для Восточно-Европейской платформы такой зависимости не обнаруживается.

Имеющихся данных, видимо, недостаточно для того, чтобы уловить какие-либо существенные черты сходства и различия в глубинной структуре платформ. Но они могут выявиться, когда будет возможно проследить распределение масс в коре не по единичным профилям, а в трехмерном пространстве.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Предпринятый краткий экскурс в материалы по геологии и глубинному строению различных регионов вскрывает исключительную сложность и неоднотипность земной коры, не укладывающуюся в ту простую схему двухслойной (без осадочного слоя) коры, которая обычно используется при региональных построениях и несовершенство которой уже неоднократно подчеркивали многие авторы, особенно И. А. Резанов (1960, 1965). Даже принятая нами для южного обрамления Сибири четырехслойная модель оказывается слишком упрощенной. Так, в некоторых районах появляются два слоя, которые могут быть сопоставлены с диоритовым слоем нашей схемы, но исчезает базальтовый слой (Центральная Европа). В других, напротив, развит двойной базальтовый слой, но лишь спорадически встречается гранитный (Урал, Малый Кавказ, Кордильеры). В третьих районах одинаково хорошо представлены гранитный и диоритовый слои, но под сомнением наличие базальтового (Памир). Иногда нормальный базальтовый слой имеет прерывистое развитие, но появляются гигантские линзовидные тела базальтового слоя повышенной основности (миogeосинклинальные Кордильеры и Альпы). Существенные различия в строении коры иногда наблюдаются на коротких расстояниях (Япония, Новая Зеландия).

Очевидно, и сами слои, и рельеф их поверхностей очень сложны и представляются на разрезах в весьма упрощенном виде. Этот вывод следует из того, что скорости волн изменяются иногда значительно и часто в пределах одной и той же (?) поверхности.

2. Сравнение земной коры разных регионов по мощности и характеру разрезов (с учетом скоростных характеристик подкорового слоя) вскрывает явное несоответствие между ожидаемым и наблюдаемым гравитационным полем. Действительно, примерно при одинаковых гравитационных условиях земная кора в западной части Северо-Американской платформы имеет мощность около 50 км при наличии гранитного и диоритового слоев мощностью в 15—27 км, в Центральной Европе земная кора почти лишена базальтового слоя и толщина ее всего 25—30 км, на Западно-Сибирской плите при мощности коры 36—44 км от 17 до 26 км приходится на базальтовый слой, а на Украинском щите кора при той же мощности (35 км) на 4/5 базальтовая. Еще более разителен пример Южно-Каспийской впадины, с одной стороны, Малого Кавказа и Закавказья — с другой. Здесь, правда, гравитационное поле в какой-то мере отражает нарушенность изостатического равновесия (недогрузку в первом случае и перегрузку — во втором), но совсем не в той мере, в какой это можно ожидать. Тяжелая земная кора Закавказья здесь высоко поднята относительно легкой и даже местами более мощной коры южной части Каспия. Здесь налицо явное отступление от

той закономерности изменения плотности коры и скорости сейсмических волн в ней, которая установлена И. Г. Клушиным (1963) для Восточно-Европейской платформы (увеличение этих параметров в районах длительного погружения). Неизбежен вывод о существенной роли неоднородностей мантии в определении относительного положения разнородных участков земной коры и о возможности выхода на земную поверхность любого слоя земной коры без существенного нарушения изостазии.

3. Мощность земной коры изменяется в широких пределах, но эти изменения, как правило, хорошо коррелируются с новейшими структурами и, за редким исключением (Кавказ?), не обнаруживают четких зависимостей от особенностей геосинклинального развития. Так, герциниды Центральной Европы, беломориды Кольского полуострова, ряд участков в альпидах Европы и Америки не различаются по мощности коры, хотя одни из них закончили геосинклинальное развитие еще в архее, в других оно продолжалось до неогена. Рено-герцинская зона в Центральной Европе с ее мощным осадконакоплением в палеозое характеризуется почти такой же мощностью земной коры, как и Молданубская зона, развивавшаяся в палеозое как геантиклиналь. Мощность земной коры не зависит от длительности осадконакопления. Соотношение же ее с мощностью осадков выявить практически невозможно, так как почти всегда неизвестно распределение их в подстилающих комплексах. Создается впечатление, что по достижении корой некоторой определенной толщины она выключается из геосинклинального развития.

В то же время некоторые типы тектонических элементов континентов, отличающиеся специфическими особенностями развития, почти всегда находят отражение в распределении мощности земной коры. Таковы, например, срединные массивы, щиты и синеклизы платформ (Борисов, 1964; Куликов, 1964; Фотиади и др., 1965, и др.). Этим, по-видимому, и объясняется появление довольно категорических выводов некоторых авторов о том, что все основные геологические структуры находят отражение в строении поверхности Мохоровичича (Чекунов, 1967, и др.). В действительности же проявление структур доорогеосинклинальных\* этапов развития в мощности земной коры выборочно и обычно сильно затухевывается и подавляется зависимостью мощности коры от неотектонических форм.

4. Слои земной коры, напротив, проявляют отчетливую зависимость от геосинклинального развития, его типа, возраста, продолжительности. При этом в разных регионах на характер геосинклинального режима реагируют разные слои. Обычно особенности его отражаются в мощности и составе гранитного и диоритового слоев, но в горном поясе запада Северной Америки влияние геосинклинальных процессов проявляется и на базальтовом слое.

Тип геосинклинали сказывается обычно на мощности гранитного и диоритового слоев и на составе надбазальтовой части коры. Названные слои более мощны в эвгеосинклиналих по сравнению с другими типами геосинклиналей. При этом они тем мощнее, чем моложе эвгеосинклиналь, что часто может быть связано с более длительным осадконакоплением и многократностью геосинклинальных циклов. В эвгеосинклиналих хорошо развит диоритовый слой и слабо—гранитный. В мезогеосинклиналих, как правило, превосходно выражен, наряду с диоритовым, и гранитный слой. Верхняя часть земной коры, включающая эти слои, оказывается более основной в эвгеосинклинальных структурах, чем в мезогеосинклинальных. Повышенной основностью ее отмечается, например, Уральская, Кордильер-

---

\* Т. е. происходивших до этапа активизации, дотеррагеосинклинальных.

ская, Японская и Альпийская эвгеосинклинали. В отличие от них Тянь-Шаньская и Кавказская эвгеосинклинали как будто характеризуются пониженной основностью верхней части коры. Вероятно, отмеченная особенность земной коры в первой группе эвгеосинклиналей обусловлена слабой дифференцированностью геосинклинальных осадков и, главным образом, наличием источников более основного материала, чем верхние горизонты прилежащих платформ. Таковыми могли быть продукты денудации коры «океанического типа» в самой геосинклинали или за ее пределами и продукты поступления основной магмы из глубин, подвергавшиеся дезинтеграции и осадочной дифференциации. Для второй группы эвгеосинклиналей вероятно приток осадочного материала с участков коры «континентального типа».

Дифференциация вещества коры возрастает от более высоких типов геосинклиналей к низким и платформам. Наиболее полна она на платформах, чем и обуславливается четкое расслоение коры в них. Это можно видеть на примере Северной Америки, где степень расслоения земной коры явно увеличивается от Кордильер к Центральным и Южным Скалистым горам и от них — к Северо-Американской платформе.

Наиболее существенное влияние на мощность и соотношение гранитного и диоритового слоев оказывает режим тектонических движений в период геосинклинального развития. Участки с геоантиклинальным режимом, за редким исключением, отличаются пониженной мощностью диоритового и нередко почти полным отсутствием гранитного слоев. Районы преобладающего погружения, напротив, характеризуются большой мощностью этих слоев. При отсутствии базальтового слоя (Тянь-Шань) указанная закономерность распространяется только на гранитный слой.

Описанные соотношения между тектоникой и глубинной структурой земной коры осложняются в тех случаях, когда к участку, уже прошедшему определенный цикл развития, «припаявается», наращивается новый участок, развивающийся по тому же типу, но в иное время. Они нарушаются также в зонах крупных глубинных разломов, где часты поднятия базальтового, диоритового и даже подкорового слоев (Вахшский, Монголо-Охотский, Иртышский, Медиана).

Отступление от указанных закономерностей представляют и наблюдаемые иногда небольшие скопления с-гранитного слоя в поднятиях (Закавказье).

5. Базальтовый слой обычно утолщается, а поверхность его воздымается как в древних, так и в современных поднятиях. Но иногда кровля его испытывает поднятие и в геосинклинальных прогибах или по границе геосинклиналей разного типа (Тагильский синклиний на Урале, внешняя зона Юго-Западной Японии). Иногда на этих же участках воздымается и кровля подкорового слоя, как бы оттесняя базальтовый слой (Япония) или диоритовый (Алайская долина в Тянь-Шане). Участки с таким необычным поведением базальтового и подкорового слоев приурочены к крупным глубинным разломам, таким, как Главный Уральский или Медиана. Очевидно, активные перемещения вещества в связи с деятельностью этих разломов явились причиной аномальных соотношений между слоями земной коры и приповерхностными структурами.

Таким образом, несмотря на разнородность материалов ГСЗ по их качествам и детальности при их сопоставлении с геологическими данными выявляются общие, планетарного значения зависимости между глубинным и приповерхностным строением земной коры. Некоторые из этих зависимостей повторяют известные ранее (Борисов, 1963; Федынский, 1960; Милановский, Хаин, 1964; Сорский, 1962, 1966; Фотиади и др., 1965; Моисеенко, 1964, 1969, и др.), другие вскрывают существенно новые черты во взаи-

мосвязях глубин с приповерхностной тектоникой. Вместе они дают материал для суждения о сложном механизме формирования земной коры и об источниках материала слагающих ее слоев, позволяя увязывать образование базальтового слоя преимущественно с поступлением материала из верхней мантии, а надбазальтовых слоев — с накоплением вулканогенно-осадочных толщ в эпохи геосинклинального развития и их последующей эндогенной переработкой.

Отчетливая зависимость надбазальтовой части земной коры от особенностей строения и развития геосинклинальных структурно-генетических элементов, сохранявших свое относительное местоположение и подчиненность общим геологическим закономерностям на протяжении всего времени формирования, длившегося часто в течение многих периодов и даже нескольких эр, не может быть объяснена явлениями растяжения или надвигания при крупных горизонтальных перемещениях глыб земной коры или пластическим расползанием основания континентов и островов. Взаимосвязь базальтового слоя с новейшими структурами, образование которых, как правило, трудно увязывать с тангенциальными перемещениями материала, также говорит не в пользу упомянутых и аналогичных им гипотез. Выявленные соотношения между глубинной и приповерхностной структурами находят наиболее полное и естественное объяснение в представлении, что земная кора является продуктом взаимосвязанных процессов осадочной, магматической и метаморфической дифференциации, возможное значение которых для формирования коры отмечалось Т.В.Ф. Бартом (1962), Е. Е. Милановским и В. Е. Хаиным (1964), В. А. Рудником (1965) и другими исследователями.

Уже после завершения работы над данной книгой появились материалы глубинных исследований в Канаде, в районе Рейнского грабена, в Финляндии, в странах Южной и Юго-Восточной Европы, а также во многих районах СССР. Одни из них существенно детализируют прежние данные, другие вскрывают принципиально новые черты в строении земной коры, третьи — по детальности далеки от того, чтобы по ним строить заключение о соотношении глубинных структур с приповерхностными. Важно, что при интерпретации этих материалов с соблюдением припятых нами условий они, как правило, подтверждают основные выводы настоящей книги. В этом отношении особенно показательны данные по Большому Кавказу, где выявлено мощное утолщение надбазальтовой части коры, и по Рейнскому грабену, где установлено наличие линзовидного утолщения базальтового слоя повышенной основности, подобного предполагавшемуся нами утолщению на Западе США.

Построения, явившиеся плодом увлечения выделением в земной коре на самых различных уровнях слоев с пониженными скоростями, пока не вышли из стадии экспериментов и основывать на них какие-либо геологические выводы преждевременно.

## ЛИТЕРАТУРА

- Абакелия М. С. Проблема геологической интерпретации регионального гравитационного поля Закавказской низменности. — Тр. ин-та геофиз. АН ГрузССР, 1955, т. XIV.
- Авдулов М. В. Строение земной коры по данным гравиметрии на Центральном и Западном Кавказе. — Сов. геол., 1963, № 9.
- Аксенович Г. И. и др. Глубинное сейсмическое зондирование в Центральной части Каспийского моря. Изд-во АН СССР, 1962.
- Али-Заде А. А. и др. Новые геофизические данные о строении кристаллического фундамента в районе слияния рек Аракса и Куры. — Изв. АН АзССР, серия геол.-геофиз., 1965, № 3.
- Али-Заде А. А., Цимельзон И. О. Глубинное строение Азербайджана. Геотектоника, 1966, № 3.
- Андреев А. П. и др. Глубинное строение земной коры Казахстана и методика ее изучения. — Изв. АН КазССР, серия геол., 1964, № 4.
- Андреев Б. А. Некоторые проблемы и перспективы развития структурной геофизики. — Сов. геол., 1959, № 6.
- Андреев Б. А. О геологических и геофизических особенностях районов сводовых поднятий. — Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 85, 1963.
- Андреев Б. А. Основные структурные элементы фундамента восточных районов СССР. — Докл. АН СССР, 1966, т. 170, № 2.
- Андреев С. С. и др. О применении короткопериодических сейсмографов для выделения обменных волн на записях удаленных землетрясений. — Изв. АН СССР, серия геофиз., 1957, № 7.
- Антоненко А. Н., Попов А. А. Особенности волновой картины и некоторые результаты глубинного сейсмического зондирования в Северном Казахстане. — Изв. АН КазССР, серия геол., 1962, вып. 2.
- Афанасьев Г. Д. Новые данные о соотношении земной коры и верхней мантии. — Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 11.
- Афоничев Н. А. Основные черты структурного плана Джунгарского Алатау, Тарбагатая и Северо-Восточного Прибалхашья. — Матер. ВСЕГЕИ, нов. серия, 1960, вып. 33.
- Балавадзе Б. К. К вопросу классификации аномалий силы тяжести геосинклинальной области. — Сообщ. АН ГрузССР, 1957, т. 18, № 2.
- Балавадзе Б. К., Твалтвадзе Г. К. Строение земной коры Закавказско-Каспийской впадины по геофизическим данным. Геологические результаты прикладной геохимии и геофизики. — Докл. сов. геол. XXI сессии МГК. Госгеолтехиздат, 1960.
- Балавадзе Б. К., Шенгелая Г. Ш. Основные черты структуры земной коры Большого Кавказа по гравиметрическим данным. — Докл. АН СССР, 1961, т. 136, № 6.
- Балавадзе Б. К. и др. Геофизическое исследование земной коры и верхней мантии в области Кавказа. — Геотектоника, 1966, № 3.
- Балавадзе Б. К. Геофизические исследования строения земной коры бассейна Черного моря. — Сб. «Глубинное строение Кавказа». «Недра», 1966.
- Барт Т. В. Ф. Идеи о взаимоотношении осадочных и изверженных пород. — Геохимия, 1962, № 4.
- Бархатов Б. П. Тектоника Памира. — Автореф. докт. дисс. Л., 1962.
- Бархатов Б. П. Схема структурно-тектонического районирования Памира. — Уч. зап. ЛГУ, 1959, вып. 10, № 268.
- Бархатов Б. П. Тектоника Памира и его положение в орогеническом поясе северного

- обрамления Индостанского сектора Гондваны. — Докл. сов. геол. XXII сессии МГК. «Недра», 1964.
- Белоусов В. В. Тектонические наблюдения во Французских Альпах в 1955 г. (в связи с проблемой происхождения складчатости). — Сб. «Сов. геология», 1956, № 54.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.
- Белоусов В. В. О коре и верхней мантии материков. — Сов. геол., 1965, № 1.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. «Наука», 1966<sub>1</sub>.
- Белоусов В. В. О возможных глубинных условиях магматизма. — Сов. геол., 1966<sub>2</sub>, № 4.
- Беляевский Н. А., Федянский В. В. Изучение глубинных недр Земли и задачи сверхглубокого бурения. — Сов. геол., 1961, № 12.
- Белькова Л. Н., Огнев В. Н. Древние толщи Северного Тянь-Шаня. «Недра», 1964.
- Бентли Ч. и др. Геофизические исследования в приподнятых и погруженных районах Атлантической подводной равнины. — Сб. «Строение земной коры по сейсмическим данным». ИЛ, 1959.
- Беньоф Г. Сейсмические данные о строении коры и тектонической деятельности. — Сб. «Земная кора». ИЛ, 1957.
- Борисов А. А. Об эволюции земной коры в процессе тектогенеза. — Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 2.
- Борисов А. А. Морфология поверхности Мохоровичича и ее структурное значение. — Сов. геол., 1964<sub>1</sub>, № 4.
- Борисов А. А. Геологические факторы, создающие аномалии силы тяжести и нарушающие изостазию. — Докл. сов. геол. XXII сессии МГК. «Недра», 1964<sub>2</sub>.
- Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. — Изд. МГУ, 1960.
- Булин Н. К. Некоторые данные о строении подкорового слоя на территории Туркмении. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1963, т. XXVIII (1).
- Буллард Э. Сравнение строения коры океанов и континентов. — Сб. «Строение земной коры по сейсмическим данным». ИЛ, 1959.
- Булмасов А. П. Глубинное строение Прибайкалья по геофизическим данным. — Геология СССР, т. 35, ч. 1. «Недра», 1964.
- Васильковский Н. П. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Изд-во АН УзССР, 1952.
- Вашингтон Г. С. Земная кора и ее отношение к внутренним частям земли. — Сб. «Внутреннее строение Земли». ИЛ, 1949.
- Ващиллов Ю. Я., Маркунский В. С. Метод гравиметрических исследований словсто-глыбовой структуры земной коры. — Физика земли, 1966, № 10.
- Венинг-Мейнес Ф. А. Гравиметрические наблюдения на море. Изд-во геодез. и картогр. лит., 1940.
- Виноградов П. Д. и др. Тянь-Шаньская складчатая область. — Геологическое строение СССР, т. 3. Госгеолтехиздат, 1958.
- Водорезов Г. Н. и др. Отображение истории тектогенеза складчатой области на тектонической карте (на примере Южного Урала). — Сб. «Складчатые области Евразии». «Наука», 1964.
- Вольвовские И. С. и Б. С. Характер волновой картины при исследованиях методом глубинного сейсмического зондирования в Узбекистане. — Сб. «Глубинное сейсмическое зондирование в СССР». Л., Гостоптехиздат, 1962.
- Вольвовский И. С. и др. Глубинное геологическое строение Ферганской впадины по геофизическим данным. — Сов. геол., 1962, № 1.
- Вольвовский И. С. и др. Верхний структурный ярус фундамента Туранской плиты. — Сов. геол., 1965, № 7.
- Гайнанов А. Г. Плотностная неоднородность мантии. — Физика земли, 1966, № 10.
- Гайский В. Н. Определение мощности земной коры в районе наблюдающей станции по сейсмограммам далеких землетрясений. — Тр. геофиз. ин-та АН СССР, 1950, № 12 (139).
- Гальперин Е. И. и др. Основные характеристики глубинных волн, зарегистрированных при глубинном сейсмическом зондировании в Центральной части Каспийского моря. — Сб. «Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР». Л., Гостоптехиздат, 1962.
- Гальфи Я., Штегена Л. Будова земної кори в Угорщині. — Геол. ж., 1960, т. XX, вып. 3.
- Гамбурцев Г. А. и др. Строение земной коры в районе Северного Тянь-Шаня по данным глубинного сейсмического зондирования. — Докл. АН СССР, 1955, т. 105, № 1.
- Гамбурцев Г. А. и др. Сопоставление данных глубинного сейсмического зондирования о строении земной коры в районе Северного Тянь-Шаня с данными сейсмологии и гравиметрии. — Изв. АН СССР, серия геофиз., 1956, № 9.
- Гамбурцев Г. А. и др. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры на Северном Тянь-Шане. — Бюлл. Совета по сейсмол., 1957, № 3.



- Г а м к р е л и д з е П. Д. Основные черты тектонического строения Кавказа. — Геотектоника, 1966, № 3.
- Г а м к р е л и д з е П. Д. Основные черты геологии Грузии в связи с ее глубинным строением. — Сб. «Глубинное строение Кавказа». «Недра», 1966<sub>2</sub>.
- Г а н б а р о в Ю. Г. и др. Об использовании отраженных волн для изучения глубинного строения земной коры в Куринской впадине. — Докл. АН АзССР, 1966, т. XXII, № 1.
- Геология и минеральные ресурсы Японии. ИЛ, 1961.
- Г о д и н Ю. Н. Комплексные региональные геофизические исследования юго-востока Русской платформы. — Геол. нефти, 1958<sub>1</sub>, № 5.
- Г о д и н Ю. Н. Комплексные геофизические исследования глубинного строения земной коры на примере Закаспия. — Докл. и матер. сов. геол. XX сессии МГК, т. 1. Гостоптехиздат, 1958<sub>2</sub>.
- Г о д и н Ю. Н. Выступление. — Сб. «Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР». Л., Гостоптехиздат, 1962.
- Г о д и н Ю. Н., Е г о р к и н А. В. Строение земной коры по данным региональных сейсмических работ на юго-востоке Русской платформы. — Докл. АН СССР, 1960<sub>1</sub>, т. 135, № 5.
- Г о д и н Ю. Н., В о л ь в о в с к и е Б. С. и И. С. Сейсмические исследования земной коры в Бухарском районе Узбекской ССР. — Докл. АН СССР, 1960<sub>2</sub>, т. 134, № 5.
- Г о д и н Ю. Н., Ф о м е н к о К. Е. Глубинное геологическое строение Юго-Восточной Туркмении по данным региональных сейсмических исследований. — Изв. АН Туркм. ССР, серия физ., техн., хим. и геол. наук, 1960<sub>3</sub>, № 6.
- Г о д и н Ю. Н. и др. Некоторые результаты использования глубинных отраженных волн при изучении земной коры. — Докл. АН СССР, 1962, т. 146, № 2.
- Г о л е н е ц к и й С. И. Мощность коры на Среднем Байкале по наблюдениям над обменными отраженными волнами. — Геол. и геофиз., 1965, № 5.
- Г о н ч а р о в В. П., Н е п р о ч н о в а А. Ф., Н е п р о ч н о в Ю. П. Геоморфология дна и глубинное строение Черноморской впадины. — Сб. «Глубинное строение Кавказа». «Недра», 1966.
- Г о р е ц к а я Е. Н. и др. Северный Тянь-Шань. Средний и Южный Тянь-Шань, Памир. — Геологическое строение СССР, т. 2. Госгеолтехиздат, 1958.
- Г р а ч е в Ю. Н. и др. Глубинные геофизические исследования на территории Балтийского щита. — Геол. результаты прикладной геохимии и геофизики. Докл. сов. геол. XXI сессии МГК. Госгеолтехиздат, 1960.
- Г р и г о р ь я н ц Б. В. Роль поверхностной структуры в распределении аномалий силы тяжести в складчатых областях. — Сов. геол., 1964, № 7.
- Г у р а р и й Г. З., С о л о в ь е в а И. А. Строение земной коры по геофизическим данным. Изд-во АН СССР, 1963.
- Г у р а р и й Г. З., С о л о в ь е в а И. А. Некоторые данные о строении верхней мантии и общая схема изостазии. — Докл. сов. геол. XXII сессии МГК. «Наука», 1964.
- Г у т е и б е р г Б. Физика земных недр. ИЛ, 1963.
- Д а н ц и г Л. Г. и др. Опыт применения методики точечных зондирований при обработке сейсмологических материалов по Алтае-Саянской области. — Сб. «Методика сейсморазведки», «Наука», 1965.
- Д а в ы д о в а Н. И., К р а с н о п е в ц е в а Г. В. Результаты глубинного сейсмического зондирования земной коры на Кавказе. — Сб. «Глубинное строение Кавказа». «Недра». 1966.
- Д е м е н и ц к а я Р. М. О зависимости мощности земной коры от возраста складчатости. — Инф. бюлл. ин-та геол. Арктики, 1957, вып. 1.
- Д е м е н и ц к а я Р. М. Зависимость мощности земной коры от возраста складчатости. — Сов. геол., 1958, № 6.
- Д е м е н и ц к а я Р. М. Основные черты строения коры Земли по геофизическим данным. Л., Гостоптехиздат, 1961.
- Д з о ц е н и д з е Т. С. Развитие вулканических явлений на Кавказе в связи с его геологической историей. Геотектоника, 1966, № 3.
- Д о р т м а н Н. Б. и др. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых СССР. «Недра», 1964.
- Д у м и т р а ш к о Н. В. и др. Новейшая тектоника Кавказа. — Сб. «Новейшая тектоника СССР». Рига, 1961.
- Е г о р к и н А. В. Строение земной коры на юго-востоке Русской платформы. — Сб. «Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР». Л., Гостоптехиздат, 1962.
- Ж а л к о в с к и й Н. Д. и др. Годографы сейсмических волн и мощность земной коры Алтае-Саянской области по данным регистрации промысленных взрывов и местных землетрясений. — Геол. и геофиз., 1965, № 1.
- Ж д а н о в В. В. О двух типах земной коры без «гранитного» слоя на севере Балтийского щита. — Сов. геол., 1965, № 5.

- Жидон П. Очерк альпийской орогении. — Сб. «Тектоника Альпийской области». «Мир», 1965.
- Захаров С. А. и др. О тектоническом развитии западной части Центральной Азии (области Памирского скупивания). — Докл. сов. геол. XII сессии МГК. «Недра», 1964.
- Ирдли А. Структурная геология Северной Америки. ИЛ, 1954.
- Исмаилов К. А. и др. Современная структура Южно-Каспийской впадины и ее связь с глубинной тектоникой (в свете новых данных геологии и геофизики) — Тр. АЗНИИ по добыче нефти. Л., «Недра», 1966, вып. XVII.
- Казанли Д. Н. и др. Глубинное сейсмическое зондирование в Центральном Казахстане. — Вести. АН КазССР, 1959, № 4 (169).
- Казанли Д. Н., Попов А. А. Характеристика глубинных волн, зарегистрированных в Центральном Казахстане. — Сб. «Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР». Л., Госгеолтехиздат, 1962.
- Касаткин Д. П. Строение фундамента Северной Туркмении и Каракалпакки по данным геофизических исследований. — Сов. геол., 1960, № 1.
- Каци С. Изучение строения земной коры в штатах Пенсильвания и Нью-Йорк сейсмическим методом. — Сб. «Строение земной коры по сейсмическим данным». ИЛ, 1959.
- Келлер Б. М., Гарань М. И. и др. Геосинклинальные области, прилежащие к Русской платформе (Урал, Тиман). — Сб. «Стратиграфия СССР. Верхний докембрий». Госгеолтехиздат, 1963.
- Кизевальтер Д. С. и др. Развитие структуры Большого Кавказа в палеозое. — Докл. сов. геол. XXI сессии МГК, 1960.
- Кинг Ф. Геологическое развитие Северной Америки. ИЛ, 1961.
- Клушин И. Г. Взаимосвязь тектонических движений и магматизма Земли на основе вариационного принципа наименьшего действия. — Зап. ЛГИ, 1963, т. XLVI, вып. 2.
- Корешков И. В. Области сводового поднятия и особенности их развития. Госгеолтехиздат, 1960.
- Коридалин Е. А. Изучение строения земной коры сейсмическими методами. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1939.
- Косминская И. П. О применении ГСЗ в различных районах СССР. — Бюлл. Совета по сейсмол. АН СССР, 1957, № 3.
- Косминская И. П. и др. Опыт применения ГСЗ для изучения строения земной коры некоторых районов Западной Туркмении. — Изв. АН СССР, серия геофиз., 1957, № 7.
- Косминская И. П. и др. Строение земной коры в Памиро-Алайской зоне по данным глубинного сейсмического зондирования. — Изв. АН СССР, серия геофиз., 1958, № 10.
- Косминская И. П. и др. Основные черты строения земной коры Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана по данным глубинного сейсмического зондирования. — Изв. АН СССР, серия геофиз., 1963, № 1.
- Краснопевцева Г. В. К вопросу о глубинном строении земной коры Закавказья. — Сов. геол., 1966, № 2.
- Краснопевцева Г. В. Результаты исследования глубинного строения земной коры на западе Кавказа по линии профиля Анаклия—Зестафони. — Сб. «Глубинное строение Кавказа». «Недра», 1966.
- Краус Е. О характере новейших движений в Альпах. — Сб. «Живая тектоника». ИЛ, 1957.
- Крестников В. Н., Нерсесов И. Л. Тектоническое строение Памира и Тянь-Шаня и его связь с рельефом поверхности Мохоровичича. — Сов. геол., 1962, № 11.
- Кропоткин П. Н. Соотношение поверхностной и глубинной структур и общая характеристика движений земной коры. — Сб. «Строение и развитие земной коры». «Наука», 1964.
- Кропоткин П. Н., Люстих Е. И., Повало-Швейковская Н. Н. Аномалии силы тяжести на материках и океанах и их значение для геотектоники. Изд. МГУ, 1958.
- Крылов С. В. и др. Строение земной коры в южной части Западно-Сибирской низменности. — Геол. и геофиз., 1965, № 1.
- Крылов С. В. и др. Применение точечных зондирований для изучения земной коры Западно-Сибирской низменности. — Сб. «Методика сейсморазведки». «Наука», 1965.
- Крылов С. В. и др. Строение земной коры в центре и на юго-востоке Западно-Сибирской низменности по данным точечных сейсмических зондирований. — Геол. и геофиз., 1966, № 1.
- Кузнецов С. С. Геология СССР. Госгеолтехиздат, 1960.
- Куликов В. И. Особенности строения земной коры на континентах и океанах. Тр. АЗНИИ по добыче нефти. «Недра», 1964, вып. 11.
- Кухтиков М. М. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Автореф. докт. дисс. Л., 1966.

- Литвиненко И. В. и др. Особенности глубинного сейсмического зондирования на Балтийском щите. — Сб. «Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР». Л., Гостоптехиздат, 1962.
- Литвиненко И. В. Сейсмический метод при изучении глубинного строения Балтийского щита. Зап. ЛГИ, 1963, т. XLVI, вып. 2.
- Литвиненко И. В. Особенности строения земной коры восточной части Балтийского щита. — Геологические результаты прикладной геофизики. Докл. сов. геол. XXII сессии МГК. «Недра», 1965.
- Лукашевич И. Д. Неорганическая жизнь Земли, ч. I. СПб, 1908<sub>1</sub>.
- Лукашевич И. Д. Механика земной коры. СПб, 1908<sub>2</sub>.
- Лукк А. А. Строение верхней мантии Земли вдоль профиля Памир — р. Лена. — Сов. геол., 1966, № 2.
- Любецкий В. Н. Глубинное строение и районирование Иртыш-Зайсанской складчатой системы по геофизическим данным. — Изв. вузов, «Геол. и разв.», 1965, № 12.
- Люстих Е. Н. О гипотезах талассогенеза и глыбах земной коры. — Изв. АН СССР, серия геофиз., 1959, № 11.
- Майкелуан Д. В. Внутреннее строение земли по сейсмическим данным. — Сб. «Внутреннее строение земли». ИЛ, 1949.
- Масарский С. И., Моисеенко Ф. С. Мощность земной коры Алтая и ее связь с тектоникой области. — Тр. ИФЗ АН СССР, 1962, № 25 (192).
- Матускин Б. А. Результаты аэромагнитных исследований по профилям ГСЗ. — Сов. геол., 1967, № 1.
- Международная тектоническая карта Европы м-ба 1 : 2 500 000, изд. ГУГК. М., 1964
- Мелькановички И. М. Глубинное геологическое строение территории Приташкентского района, Кызыл-Кумов и сопредельных районов по данным геофизических исследований. — Сов. геол., 1962, № 2.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд. МГУ, 1963.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Глубинная структура земной коры и ее эволюция в ходе геологической истории. — Сб. «Строение и развитие земной коры». «Наука», 1964.
- Милановский Е. Е. Современная структура Кавказа и прилегающих глубоководных впадин как отражение стадий эволюции земной коры в Альпийской геосинклинальной области. — Вестн. МГУ. Геология, 1963, № 1.
- Милановский Е. Е. Орогенный вулканизм и тектоника Кавказа. — Геотектоника, 1966, № 3.
- Милановский Е. Е. Проблема происхождения Черноморской впадины и ее место в структуре Альпийского пояса. — Вестн. МГУ. Геология, 1967, № 1.
- Моисеенко Ф. С. Схема тектоники Центрального Казахстана в свете гравиметрических данных. — Уч. зап. ЛГУ, 1957, № 227.
- Моисеенко Ф. С. К вопросу о морфологии крупных интрузий Центрального Казахстана. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1964<sub>1</sub>, т. XXXIX (4).
- Моисеенко Ф. С. Глубинное строение земной коры и его связь с геологическим развитием на примере юго-востока Центрального Казахстана. — Геол. и геофиз., 1964<sub>2</sub>, № 10.
- Моисеенко Ф. С. Магнитная восприимчивость как показатель условий формирования горной породы. — Геол. и геофиз., 1966<sub>1</sub>, № 3.
- Моисеенко Ф. С. К соотношению глубинного сейсмического зондирования и гравиметрических исследований при изучении глубинного строения земной коры. — «Геол. и геофиз.», 1966<sub>2</sub>, № 7.
- Моисеенко Ф. С. Строение и развитие земной коры южного горного обрамления Сибири. «Наука», Сиб. отд., 1969.
- Моисеенко Ф. С., Павлов Ю. А. Глубинное строение земной коры юго-востока Центрального Казахстана. — Геол. и геофиз. 1964, № 4.
- Муратов М. В. Тектоника и история развития Альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. — Тектоника СССР, т. 2. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1949.
- Муратов М. В. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей. — Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 6.
- Наливкин Д. В. Очерк геологии Туркестана. Ташкент — Москва, 1926.
- Наливкин Д. В. Тектонические циклы западной части Ангарской геосинклинали. Изд. Среднеазиат. отд. геол. комитета, Ташкент, 1930.
- Непрочнов Ю. П. и др. Сейсмические данные о строении земной коры в центральной части Черного моря. — Докл. АН СССР, 1959, т. 129, № 2.
- Непрочнов Ю. П. и др. Результаты глубинного сейсмического зондирования на Черном море. — Сб. «Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР». Л., Гостоптехиздат, 1962.
- Непрочнов Ю. П. и др. Новые данные о строении земной коры Черноморской впадины к югу от Крыма. — Докл. АН СССР, 1964, т. 156, № 3.

- Н и к о́ л а е в В. А. О некоторых чертах строения и развития подвижных поясов земной коры. — Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 2.
- П а н о в Д. Г. Типы строения земной коры. — Докл. АН БССР, 1961, т. V, № 3
- П а н т е л е е в Е. П. и др. Схема тектоники Джунгарского Алатау. — Вестн. ЛГУ. 1957, № 24.
- П а ф ф е н г о л ь ц К. Н. Восточные Карпаты — Крым — Кавказ. — Геологическое строение СССР, т. 3. Госгеолтехиздат, 1958.
- П е й в е А. В. Схема тектоники Западного Тянь-Шаня. — Изв. АН СССР, серия геол., 1938, № 5, 6.
- П е й в е А. В., С и н и ц ы н В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. — Изв. АН СССР, серия геол., 1950. № 4
- П е й в е А. В. и др. Тектоника Памиро-Гималайского сектора Азии. — Докл. сов. геол. XXII сессии МГК. «Недра», 1964
- П о л д е р в а р т А. Химия земной коры. Сб. «Земная кора». ИЛ. 1957.
- П о м е р а н ц е в а И. В. К вопросу о строении и возможном составе кристаллической толщи земной коры. — Докл. АН СССР, 1962, т. 145, № 3.
- П о м е р а н ц е в а И. В. Природа волн и особенности интерпретации материалов КМПВ и ГСЗ, полученных при изучении строения кристаллической толщи земной коры юго-востока Русской платформы. — Автореф. канд. дисс. М., 1964.
- П о м е р а н ц е в а И. В. О скоростной характеристике, строении и возможном составе кристаллической толщи земной коры. — Прикл. геофиз., вып. 38, 1964<sub>2</sub>.
- П о м е р а н ц е в а И. В. Природа волн, связанных с промежуточными границами раздела в кристаллической толще земной коры и глубинное строение юго-востока Русской платформы. — Прикл. геофиз., вып. 41, «Недра», 1965.
- П о п о в А. А. К вопросу о природе Центрально-Казахстанского гравитационного минимума. — Изв. АН Каз. ССР, серия геол., 1962, вып. 1.
- П о п о в А. А. и др. Строение земной коры Центрального Казахстана по данным глубинного сейсмического зондирования. — Изв. АН КазССР, серия геол., 1967, № 1
- П о п о в В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Изд. ком. науки УзССР, Ташкент, 1938
- П о п о в В. И., Ф и л и н Т. Д. Материковые блоки (провинции), ядерные и межъядерные участки Средней Азии и Южного Казахстана. — Зап. Узб. отд. Всес. мин. об-ва, вып. 7, Ташкент, 1955.
- П о р ш н я к о в Г. С Типы разрывов среднего палеозоя и надвиговые структуры северного склона Алайского хребта. — Тр. упр. геол. и охраны недр при СМ КиргССР, Госгеолтехиздат, 1960.
- П у з ы р е в Н. Н. и др. Первые результаты глубинных сейсмических исследований земной коры в центральной части Западной Сибири. — Геол. и геофиз., 1964, № 11.
- П у ш к а р е в И. К. и др. Изучение глубинного строения земной коры в Казахстане по профилю Темир-Тау—Терс-Аккан. — Сб. «Геофизические исследования в Казахстане». Алма-Ата, Изд-во «Казахстан», 1965.
- Р е з а н о в И. А. К вопросу о геологической интерпретации данных глубинного сейсмического зондирования. — Сов. геол., 1960, № 6.
- Р е з а н о в И. А., З а р у д н ы й Н. Н. О строении земной коры на Северо-Востоке СССР. — Сов. геол., 1965, № 1.
- Р у д н и к В. А. Взаимосвязь процессов гранитизации и базификации и их роль в формировании земной коры континентального типа. — Матер. к совещанию «Общие закономерности геологических явлений», вып. 1. Л., 1965.
- Р я б о й В. З. Строение земной коры и верхней части мантии по профилю ГСЗ Копет-Даг — Аральское море. — Сов. геол., 1966, № 5.
- С е м е н е н к о Н. П. и др. Строение глубинных зон земной коры Украинского щита. — Сов. геол., 1964, № 11.
- С и н и ц ы н Н. М. О тектонике докембрия. — Вестн. ЛГУ, серия геол. и геогр., 1956, № 6, вып. 1.
- С и н и ц ы н Н. М. Схема тектоники Тянь-Шаня. — Вестн. ЛГУ, 1957, № 12.
- С и н и ц ы н Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Изд. ЛГУ, 1960.
- С и т т е р Л. Структурная геология. ИЛ, 1960.
- С и т т е р Л. Сравнение Ломбардских Альп и Доломитов. — Сб. «Тектоника Альпийской области». «Мир», 1965.
- С о л л о г у б В. Б. и др. Строение верхней части кристаллической коры в районе Овручского синклиория по сейсмическим данным. — Геофиз. сб., вып. 1 (12), Киев, «Наукова думка», 1966<sub>1</sub>.
- С о л л о г у б В. Б., Ч е к у н о в А. В., П а в л е н к о в а Н. И. Строение земной коры юга Украины по данным глубинных сейсмических исследований. — Сб. «Глубинное строение Кавказа». «Недра», 1966<sub>2</sub>.
- С о л о в ь е в О. Н., Г а й н а н о в А. Г. Особенности глубинного геологического строения переходной зоны от Азиатского материка к Тихому океану в районе Курило-Камчатской островной дуги. — Сов. геол., 1963, № 3.

- Сорский А. А. О соотношении глубинного и поверхностного строения Большого Кавказа. — Сов. геол., 1962, № 1.
- Сорский А. А. О причинах отсутствия гранитного слоя в осевой части Черного моря и Южно-Каспийской впадине. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1966, № 3.
- Субботин С. И. и др. Строение земной коры основных геоструктурных элементов территории Украины. — Докл. АН СССР, 1963, т. 153, № 2.
- Субботин С. И. и др. Глубинное строение территории Украинской ССР по данным геофизических исследований. — Докл. сов. геол. XXII сессии МГК. «Недра», 1965.
- Тамаки И. Структура земной коры в Японии по годографам сейсмических волн от неглубоких землетрясений. — Сб. «Строение земной коры по сейсмическим данным». ИЛ, 1959.
- Твалтвадзе Г. К. Распределение сейсмических волн и строение земной коры в районе Ткибули (Западная Грузия). — Сообщ. АН Груз. ССР, 1958, т. XX, № 4.
- Твалтвадзе Г. К. Строение земной коры в Грузии и построение систем теоретических годографов. Тбилиси, 1960.
- Твалтвадзе Г. К. Строение земной коры на Кавказе по геофизическим данным. — Сб. «Глубинное строение Кавказа». «Недра», 1966.
- Тейгл Х. Е., Тьюв М. А. Сейсмические исследования континентальной коры. — Сб. «Земная кора». ИЛ, 1957.
- Тектоника Европы. Объяснит. зап. к межд. тектон. карте Европы м-ба 1 : 2 500 000. Ред. А. А. Богданов и др. «Наука» — «Недра», 1964.
- Тимофеев А. Н. О причинах гравитационных аномалий в западной части Западно-Сибирской низменности. — Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 1.
- Требукова Б. Д. Результаты работ по методу глубинного сейсмического зондирования на суше в Азербайджанской ССР. — Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. Л., Гостоптехиздат, 1962.
- Тресков А. А. Сейсмические исследования земной коры. — Тр. госфиз. ин-та АН СССР, 1955, № 26 (153).
- Трюмпи Р. Тектоническое развитие Центральных и Западных Альп. — Сб. «Тектоника Альпийской области». «Мир», 1965.
- Тулина Ю. В. Сопоставление магнитных аномалий с сейсмическими свойствами границы Мохоровичича. Физика Земли, 1965, № 3.
- Уломов В. И. О результатах исследования глубинного строения земной коры в Средней Азии по данным сейсмологии. — Изв. АН СССР, серия геофиз., 1962, № 10.
- Уразаев Б. М. и др. Геолого-тектоническое строение Джезказган-Сарысуйского района в свете имеющихся геофизических данных, результаты и дальнейшее направление работ. — Сб. «Большой Джезказган». Изд-во АН КазССР, 1963.
- Ушаков С. А. Динамика земной коры в зонах перехода от материков к океанам атлантического типа. — Докл. АН СССР, 1966, т. 171, № 1.
- Фадеев Е. В. Некоторые особенности глубинного строения земной коры в южной части Каспийского моря. — Вестн. МГУ, серия IV. Геология, 1964, № 2.
- Федынский В. В. Аномалии силы тяжести в Азербайджане. Изд. АЗИНТИ, 1937.
- Федынский В. В. Гравитационная характеристика предгорных и межгорных впадин в геосинклиналах. — Сб. памяти акад. А. Д. Архангельского. Изд-во АН СССР, 1951.
- Федынский В. В. Геофизические данные о строении и развитии земной коры. — Геологические результаты прикладной геохимии и геофизики. Докл. сов. геол. XXI сессии МГК. Госгеолтехиздат, 1960.
- Фоменко К. Е. Волновая картина при глубинном сейсмическом исследовании земной коры в Юго-Восточной Туркмении. — Сб. «Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР». Л., Гостоптехиздат, 1962.
- Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И. Строение земной коры Сибири и Дальнего Востока по данным региональных геофизических исследований. — Геол. и геофиз., 1963, № 10.
- Фотиади Э. Э., Моисеенко Ф. С. Крупные черты тектонической структуры Сибири и Дальнего Востока в свете геологических и геофизических данных. — Геол. и геофиз., 1964, № 11.
- Фотиади Э. Э. и др. Некоторые региональные особенности глубинного строения земной коры СССР в свете геофизических данных. — Геол. и геофиз., 1965, № 10.
- Халевин Н. И. Строение Урала в свете геофизических данных. — Сов. геол., 1960, № 12.
- Халевин Н. И. и др. О региональных сейсмических исследованиях на Урале в связи со сверхглубоким бурением. — Изв. АН СССР, серия геофиз., 1963, № 1.
- Халевин Н. И. и др. О результатах глубинного сейсмического зондирования земной коры на Среднем Урале. — Физика земли, 1966, № 4.
- Халевин Н. И. Соотношение между мощностью земной коры и аномалиями Буге на Среднем Урале. — Физика земли, 1967, № 1.
- Харнтон Л. Я. Опыт тектонического районирования восточной части Балтийского щита. — Уч. зап. ЛГУ, 1957, вып. 9, № 225.

- Харитонов Л. Я. Стратиграфия протерозоя Карелии, Кольского полуострова и сопредельных стран Балтийского щита и его структурное расчленение. — Докл. сов. геол. XXI сессии МГК. М.—Л., 1960.
- Херасков Н. П., Перфильев А. С. Основные черты тектоники Урала. — Тез. совещ. по пробл. тектоники. М., 1962.
- Чекуннов А. В. Поверхня Мохоровичича та деякі основні риси глибини будови земної кори України і суміжних регіонів. — Изв. АН КазССР, 1957, т. 27, вып. 2.
- Штилле Г. Тектоническое развитие Америки как восточного обрамления Тихого океана. — Избранные труды, «Мир», 1964.
- Щерба Г. Н., Попов А. А. Некоторые данные о мощности земной коры в южной части Восточного Казахстана. — Изв. АН КазССР, серия геол., 1962, вып. 3.
- Юинг Д. ж. И. и др. Геофизические исследования в восточной части Карибского моря. — Сб. «Вопросы современной зарубежной тектоники». ИЛ, 1960.
- Юров Ю. Г. Строение земной коры на Кавказе и изостазия. — Сов. геол., 1963, № 9.
- Якшин А. Л. Тектоническое строение Евразии. — Геотектоника, 1965, № 5.
- Ведерке Е. v. Zur Geologie und Geophysik der Tiefen (ein erläuterndes Nachwort). — Geol. Rundschau, 1957, 46 (1).
- Berg G. W. et al. Seismic investigation of crustal structure in the eastern part of the Basin and Range province. — Bull. Sei. Soc. Am., 1960, v. 50, № 4.
- Ворп А. Isostasie und Schweremessung, ihre Bedeutung für Geologische Vorgänge. Berlin, 1923.
- Bott M. H. Ph. Interpretation of the Gravity Field of the Eastern Alps. — Geol. Mag., 1954, v. XC1, № 5.
- Brune J., Dorman J., Seismic Waves and Earth Structure in the Canadian Shield. — Bull. Sei. Soc., 1963, v. 53, № 6.
- Brunn I. W. Isogam Maps of Europe and North Africa. — Geoph. prospecting, 1955, v. 111, № 1.
- Bubnoff S. v. Die Grundlagen der Deckentheorie in der Alpen. Stuttgart, 1921.
- Caloi P. The Crust of the Earth from the Apennines to the Atlantik, reconstructed in accordance with the data supplied by seismic surveys. — Zeitschrift für Geophysik, 1958, № 2.
- Carder D. S., Bailey L. E. Seismic wave travel times from nuclear explosions. — Bull. Seism. Soc. Am. 1958, 48, № 4.
- Closs H., Behnke Cl. Fortschritte der Anwendung seismischer Methoden in der Erforschung der Erdkruste. — Geol. Rundschau, 1961, 51.
- Closs H. Der tiefere Untergrund der Alpen nach seismischen Messungen. — Geol. Rundschau, 1964, 53(2).
- Closs H. Results of Explosion Seismic Studies in the Alps and in the German Federal Republic. The Upper Mantle Symposium New Delhi 1964. Copenhagen, 1965.
- Daneš Z. F. et al. Geophysical Investigation of the Southern Puget Sound Area, Washington. — J. Geoph. Res. 1965, v. 70, № 22.
- Demnati A., Dohr G. Reflexionsseismische Tiefensonierungen im Bereich der Oberrheinalgrabens und des Kraichgaues. — Zeitschrift für Geoph., 1965, № 5.
- Diment W. H. et al. Crustal structure from the Nevada test site to Kingam, Arisona, from seismic and gravity observations. — J. Geoph. Res., 1961, v. 66, № 1.
- Dix C. H. Reflection seismic crustal studies. — Geoph., 1965, v. 30, № 6.
- Dohr G. v. Ein Beitrag der Reflexionsseismik zur Erforschung des tieferen Untergrundes. — Geol. Rundschau, 1957, 46 (1).
- Eaton J. P. Crustal structure from San Francisco California, to Eureka, Nevada from seismicrefraction measurements. — J. Geoph. Res., 1963, v. 68, № 20.
- Egyed L. On the origin and constitution of the upper part of the Earth's Mantle. — Geol Rundschau, 1960, 50.
- Eiby G. A. The Structure of New Zealand from Seismic Evidence. — Geol. Rundschau, 1958, 47 (2).
- Evison F. F. On the growth of continents by plastic flow under gravity. — Geoph. J. Roy. Astron. Soc., 1960, v. 3, № 2.
- Galfi I., Stegena L. Tiefenreflexionsversuche in Ungarn zum Studium der kontinentalen Aufbauung. — Geol. Rundschau, 1957, 46 (1).
- Giese P. Neue Gesichtspunkte zur Gliederung der Erdkruste auf Grund refraktionsseismischer Messungen. — Zeitschrift für Geoph., Sonderheft. 1966.
- Gutenberg B. Low velocity layers in the earth's mantle. — Bull. Geol. Soc. Am, 1954, vol. 65, № 4.
- Gutenberg B. Zur Frage der Gebirgsurzeln. — Geol. Rundschau, 1957, 46 (1).
- Hall B. H., Brisbin W. C. Crustal structure from converted nead waves in central Western Manitoba. — Geophysics, 1965, v. XXX, № 6.
- Hamilton W., Pakiser L. C. Geologic and Crustal Cross Section of the United States along the 37-th Parallel. Misc. Geol. Invest. Map i—448, Washington, 1965.

- Hashizume M., Kawamoto O., Asano Ch., Muramatu I., Asada T., Tamaki J., Murauchi S. Crustal Structure in the Western Part of Japan Derived from the Observation of the First and Second Kurayosi and the Hanabusa Explosions. — Bull. of Earthquake Research Institute, 1966, v. 44.
- Healy J. H. Crustal structure along the coast of California from seismicrefraction measurements. — J. Geoph. Res., 1963, v. 68, № 20.
- Heim A. Geologie der Schweiz. Leipzig, 1918.
- Hiersemann L. Geologisch-geophysikalische Theorien über den Aufbau und die Dynamik der Erdkruste. — Freiburger Forschungshefte, 1956, C 24.
- Hirono T. Seismology. — Japanese Contribution to the International Geophysical Year and the International Geophysical Cooperation. Tokyo, 1962, v. IV.
- Jackson W. H. et al. Crustal structure in eastern Colorado from seismic — refraction measurements. — J. Geoph. Res., 1963, v. 68, № 20.
- Jonson L. R. Crustal structure between Lake Mead, Nevada and Mono Lake, California. — J. Geoph. Res., 1965, v. 70, № 12.
- Kanasewich E. R. Deep Crustal Structure under the Plains and Rocky Mountains. — Canad. J. Earth Sci., 1966, v. 3, № 7.
- Kober L. Bau und Entstehung der Alpen. Berlin, 1923.
- Kraus E. Die Baugeschichte der Alpen., v. 1, 2. Akun Verlag, Berlin, 1951.
- Kraus E. Das Gesamtbild der Alpen, baugeschichtlich betrachtet. — Geol. Rundschau, 1962 (1963), 52 (2).
- Liebscher H. I. Reflexionshorizonte der tiefen Erdkruste im Bayerischen Alpenvorland, abgeleitet aus Ergebnissen der Reflexions seismik. — Zeitschrift für Geoph., 1962, № 4.
- Liebscher H. I. Deutungsversuche für die Structur der tieferen Erdkruste nach reflexionsseismischen und gravimetrischen Messungen im deutschen Alpenvorland. — Zeitschrift für Geoph., 1964, № 2.
- Mabeey R. Gravity survey of the Western Mojave Desert California. — Geoph. survey prof. Paper, 316 — D. Washington, 1960.
- Meyer R. P. et al. Refraction phase correlation techniques as applied to preliminary results of crustal studies in eastern Montana (Abstract). — J. Geoph. Res., 1960, v. 65, № 8.
- Michot P. Le Probleme des intrusions marginales. — Geol. Rundschau, 1960, № 50.
- Mintrop L. v. Die Problematik der Gebirgsurzeln. Eine Kritische Betrachtung. — Geol. Rundschau, Sonderband, 1953, 41.
- Oliver J. et al. Crustal Structure of the New York-Pensylvania Area. — J. Geoph. Res., 1961, v. 66, № 1.
- Pichon X. Le., Houtz R. E., Drake Ch. Z., Nafe C. E. Crustal Structure of the Mid-Ocean Ridges. — J. Geoph. Res., 1965, v. 70, № 2.
- Pakiser L. C. Structure of the Crust and Upper Mantle in Western United States. — J. Geoph. Res., 1963, v. 68, № 20.
- Pakiser L. C., Hill D. P. Crustal Structure in Nevada and southern Idaho from nuclear explosions. — J. Geoph. Res., 1963, v. 68, № 20.
- Pakiser L. C. Gravity. Volcanism and Crustal Structure in the Southern Cascade Range, California. — Bull. Geol. Soc. Am., 1964, v. 75, № 7.
- Pakiser L. G., Robinson R. Composition and evolution of the continental crust as suggested by seismic observations. — Tectonophysics, 1966, v. 3, № 6.
- Press F. Crustal Structure in the California — Nevada Region. — J. Geoph. Res., 1960, v. 65, № 3.
- Ramsay J. G. Stratigraphy, Structure and Metamorfism in Western Alps. — Proceedings of the Geologists Association. 1963, v. 74, Part 3.
- Reich H. In Süddeutschland seismisch ermittelte tiefe Grenz-Flächen und ihre geologische Bedeutung. — Geol. Rundschau, 1957, 46 (1).
- Reich H. Seismische Untersuchung des Flyschtroges bei Longgries westlich ostlich des Isar. — Nachrichten der Akademie der Wissenschaften in Göttingen. 1960<sub>1</sub>, № 11.
- Reich H. Zur Frage der geologischen Deutung seismischer Grenzflächen in der Alpen. — Geol. Rundschau 1960<sub>2</sub>, № 50.
- Richards T. C., Walker D. J. Measurements of the thickness of the earth's crust in the Albertan Plains of Western Canada. — Geophysics, 1959, v. 24, № 2.
- Rische H. Zur Erfassung und Deutung tiefer Reflexionen im Thüringer Becken. — Zeitschrift für Angevandte Geologie, 1961, № 7.
- Roller J. C. et al. Seismic-Refraction Measurements of Crustal Structure between Santa Monica Bay and Lake Mead. — J. Geoph. Res., 1963, v. 68, № 20.
- Ryall A., Stuart D. J., Travel Times and Amplitudes from Nuclear Explosions, Nevada Test Site to Ordway, Colorado. — J. Geoph. Res., 1963, v. 68, № 20.
- Steinhart J. S., Meyer R. P. Explosion Studies of Continental Structure. Carnegie Inst., Wash. Publ., 1961.
- Stewart S. W., Pakiser L. C. Crustal structure in eastern New Mexico interpreted from the GNOME explosion. — Bull. Sei. Soc. Am., 1962, v. 52.

- Stewart S. W. et al. Seismic Propagation, Regional Traveltimes and Crustal Structure in the western United States. — Geophysics, 1964, v. XXXIX, № 2.
- Stille H. Einführung in den Bau Americas. Borntraeger, Berlin, 1941.
- Stuart D. et al. Seismic Propagation, Regional Traveltimes and Crustal Structure in the western United States. — Geophysics, 1964, v. XXXIX, № 2.
- Thompson G. A., Talwani M. Crustal structure from Pacific Basin to central Nevada. — J. Geoph. Res., 1964, v. 69., № 22.
- Vening-Meinesz F. A. The geophysical history of a geosyncline. — Proc. Konink. nederl. akad. wet., 1957, 60, № 2.
- Wollard G. P. et al. Gravity anomalies, crustal structure and geologie in Alaska. — J. Geoph. Res., 1960, v. 65, № 3.



## ОГЛАВЛЕНИЕ

<i>Введение</i> . . . . .	3
<i>Глава I.</i> Краткий обзор литературы о соотношениях земной коры и ее слоев с геологическими явлениями . . . . .	5
<i>Глава II.</i> Основные понятия и термины . . . . .	12
<i>Глава III.</i> Некоторые закономерности в соотношениях глубинных и приповерхностных структур, установленные на материалах по Центральному Казахстану, Алтае-Саянской области, Прибайкалью и Забайкалью . . . . .	18
<i>Глава IV.</i> Соотношение глубинного строения земной коры с геологическим строением и развитием в некоторых регионах Мира . . . . .	25
Центральная Европа и Альпы . . . . .	25
Кавказ . . . . .	33
Средняя Азия, Тянь-Шань и Памир . . . . .	41
Урал . . . . .	48
Северная Америка . . . . .	51
Краткие заметки по другим регионам Мира . . . . .	63
Особенности строения земной коры докембрийских и палеозойских платформ в пределах СССР . . . . .	68
<i>Заключение</i> . . . . .	74
<i>Литература</i> . . . . .	78

Федор Семенович Моисеенко

### ВЗАИМОСВЯЗЬ ГЛУБИННОГО И ПРИПОВЕРХНОСТНОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Ответственный редактор  
*Эпаминонд Эпаминондович Фотиади*

Редактор *Н. Г. Рязанова*  
Художественный редактор *В. И. Шумаков*  
Художник *И. Е. Вяткин*  
Технический редактор *Е. М. Елистратова*  
Корректор *М. А. Лапшина*

---

Сдано в набор 27 октября 1969 г. Подписано в печать 9 июня 1970 г. МН. 01090. Бумага 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. 5,5 печ. л. = 7,7 усл. печ. л. + 2 вкл., 7,1 уч.-изд. л. Тираж 1200 экз.  
Цена 59 коп.

---

Издательство «Наука», Сибирское отделение. Новосибирск-99, Советская, 18.  
Отпечатано с матриц, изготовленных в Саратовском полиграфкомбинате, 4-й типографией издательства «Наука». Новосибирск-77, Станиславского, 25.