

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Г. З. ГУРАРИЙ, И. А. СОЛОВЬЕВА

**СТРОЕНИЕ
ЗЕМНОЙ КОРЫ
ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ
ДАНЫМИ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

Москва 1963

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

GEOLOGICAL INSTITUTE

G. Z. GURARY, I. A. SOLOVIEVA

STRUCTURE
OF THE EARTH'S CRUST
BY GEOPHYSICAL
DATA

Transactions, Volume 98

PUBLISHING OFFICE ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
Moscow 1963

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Г. З. ГУРАРИЙ, И. А. СОЛОВЬЕВА

СТРОЕНИЕ
ЗЕМНОЙ КОРЫ
ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ
ДАНЫМ

Труды, выпуск 98

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

Москва 1963

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

член-корр. АН СССР *А. В. Пейве* (главный редактор),
М. С. Марков, В. В. Меннер, П. П. Тимофеев

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

П. Н. Кропоткин

EDITORIAL BOARD:

Corresp. member Academy of Sciences of the USSR *A. V. Peive* (Editor-in-Chief),
M. S. Markov, V. V. Menner, P. P. Timoffeev

RESPONSIBLE EDITOR

P. N. Kropotkin

ОТ РЕДАКТОРА

Работы по сводке и обобщению мировых геофизических данных с целью выяснения глубинной структуры земной коры и сравнения ее с тектоникой верхних слоев, доступных непосредственному геологическому изучению, были начаты в Геологическом институте Академии наук СССР еще в 1936 г. под руководством А. Д. Архангельского. Часть этих исследований, касающаяся гравиметрических и магнитных данных по территории Советского Союза, опубликована им в 1937—1939 гг. в соавторстве с Е. Н. Люстихом, В. В. Федынским и А. А. Михайловым (Архангельский, 1939; Архангельский, Михайлов, Федынский, Люстих, 1937). Работы, прерванные в связи со смертью А. Д. Архангельского, были при содействии А. А. Богданова, Г. Д. Ажгирея и В. В. Федынского снова продолжены в 1953—1956 гг. П. Н. Кропоткиным и Н. Н. Повало-Швейковской. В них принимал участие также Е. Н. Люстих (Институт физики Земли АН СССР). Первые результаты сводки гравиметрических данных опубликованы в 1956—1958 гг. (Кропоткин, 1956; Кропоткин, Люстих, Повало-Швейковская, 1958)¹. Анализ аномалий силы тяжести (в редукции Буге) проводился на основе сопоставления с сейсмическими данными о строении земной коры, которые были кратко суммированы в этой же работе по материалам, известным к 1956 г. (обзоры Б. Гутенберга, Дж. Вулларда и др.).

Гравиметрические карты мира и отдельных материков, опубликованные в этой сводке, позволили сделать вывод, что изменение аномалий силы тяжести в диапазоне, достигающем в общей сложности 1000 мгл (от —566 мгл на возвышенностях Каракорума до +450 мгл во впадине Тихого океана), отражает в основном различие в толщине земной коры и обнаруживает отчетливую связь с неотектоникой, т. е. позднекайнозойскими деформациями земной коры. Для соотношения между глубиной H залегания поверхности Мохоровичича (нижней границы земной коры) и величиной аномалии Буге или топографической G_t была предложена приближенная формула $H = 38 - 0,067 G_t$; аномалия G выражена в миллигалах, H — в километрах.

Такую линейную зависимость между H и G_t можно было ожидать, исходя из простейшей двухслойной модели строения земной коры (однородная по своей средней плотности кора на однородной мантии). «В первом приближении можно интерпретировать топографические аномалии по формуле для плоско-параллельного слоя. Глубина залегания (от уровня моря) подошвы коры при этом определяется выражением $H = t_0 - \frac{G_t}{2\pi f(D-d)}$, где G_t — топографическая аномалия; f — гравитационная постоянная; t_0 — нормальная толщина земной коры (при условии,

¹ Литература, на которую даются ссылки во вступительной статье редактора, включена в общий список.

что ее поверхность расположена на уровне моря); d — плотность коры; D — плотность субстрата... По этой формуле глубина подошвы коры H — линейная функция аномалии G_t . Поэтому кривая G_t на профиле может при соответствующем выборе масштаба одновременно изображать и нижнюю поверхность коры» (Люстих, 1955, стр. 187, 188).

В данной интерпретации карта аномалий Буге могла рассматриваться как очень грубое (с точностью до 50—100 мгл) отображение рельефа нижней поверхности земной коры в изогипсах, сечение которых соответствует примерно 7 км на каждые 100 мгл. Как известно, при пересчете данных гравиметрических наблюдений в редукции Буге или топографической, мы исключаем влияние масс, лежащих на суше выше уровня моря, т. е. выше поверхности геоида, полагая их плотность $= 2,67 \text{ г/см}^3$, а на море заменяем влияние воды, имеющей плотность $1,03 \text{ г/см}^3$, влиянием условной массы равного объема и формы, имеющей плотность $2,67 \text{ г/см}^3$. Таким образом, в результате мы получаем те значения силы тяжести, которые можно было бы наблюдать на поверхности геоида, соответствующей нынешнему уровню моря, если бы возвышенности были срезаны до этого уровня, а море в пределах рассматриваемой области засыпано материалом такой же плотности, как и плотность верхних слоев суши (Архангельский, 1933; Люстих, 1947). Сравнивая вычисленные таким способом значения силы тяжести с некоторой средней ее величиной, характеризующей сейчас области, лежащие на уровне моря, мы получаем отрицательные или положительные аномалии в редукции Буге или в топографической (при более тщательном учете влияния неровностей рельефа местности, окружающей пункт наблюдения).

Как известно, каждый горизонтальный слой вызывает на поверхности Земли притяжение, пропорциональное его толщине и плотности. На суше земная кора разделяется, в первом приближении, на два слоя — верхний, гранитно-осадочный со средней плотностью $2,5\text{—}2,8 \text{ г/см}^3$, и более плотный нижний слой, условно называемый базальтовым (Гутенберг, 1957; Косминская, 1958; Уэрзел и Шербет, 1957).

Произведя в океанах замену гравитационного влияния воды влиянием условных масс с плотностью $2,67 \text{ г/см}^3$, мы получаем сходное с материком распределение масс по плотности. Вверху этот условный слой и незначительные по мощности слои неуплотненных и уплотненных осадков, обычно составляющие около $1/4$ или $1/3$ всей толщины океанической коры, дают среднюю плотность, близкую к плотности гранитно-осадочного слоя материков. Внизу в такой схеме располагается базальтовый слой, составляющий главную часть земной коры в океанах; по плотности его можно сравнить с «базальтовым слоем» материков, который состоит, по всей вероятности, из сравнительно плотных метаморфических пород основного и среднего состава. Таким образом средняя плотность коры d , подсчитанная от уровня моря до ее подошвы на материках, и условная «средняя плотность» коры d_1 на океанах (где пересчет плотности воды на плотность $2,67 \text{ г/см}^3$ компенсирует отсутствие мощного гранитно-осадочного слоя) должны быть приблизительно одинаковы, т. е. $d_1 = d$. Это позволяет использовать приведенную выше формулу для грубой интерпретации аномалий не только на материках, но и на океанах. Отклонения, достигающие 50—100 мгл, можно отнести за счет различий в плотности коры (мощные толщи неплотных осадочных пород в кайнозойских прогибах и впадинах, интрузии основных и ультраосновных масс в таких зонах, как Урал, о-в Кипр и др.) или неоднородности субстрата.

Подобная интерпретация гравиметрических аномалий принимается Т. Цубои, Б. А. Андреевым (Андреев, 1958), Д. Н. Казанли, Е. Д. Корякиным (Корякин, 1959), Дж. Вуллардом (Woollard, 1959) и другими

авторами. Однако коэффициенты, полученные ими из сопоставления гравиметрических и сейсмологических данных о толщине земной коры, сильно различаются между собой. Для континентальных областей Б. А. Андреев нашел зависимость, соответствующую уравнению $M = 30 - 0,10 G_t$ (где $M = H + h$ — мощность коры; h — высота местности над уровнем моря в км; H — глубина залегания поверхности Мохоровичича от уровня моря в км), а Д. Н. Казанли показал, что $M = 35 - 0,126 G_t$. Е. Д. Корякин, используя геофизические данные по Атлантическому океану, нашел, что увеличению аномалий на 100 мгл соответствует поднятие поверхности Мохоровичича только на 3,3 км (т. е. коэффициент при G_t равен 0,033).

В это же время и немного позже были опубликованы работы И. П. Косминской (1958), Байерли (Byerly, 1956), Р. М. Дементицкой (1958, 1961) и Бота (Báth, 1961), в которых обобщено значительное количество сейсмологических данных о строении земной коры. Р. М. Дементицкая провела сопоставление большого количества сейсмических и гравиметрических данных, появившихся в печати до 1958 г. включительно. В качестве гравиметрической основы для этих сопоставлений ею были использованы карты в редукции Буге, составленные Н. Н. Повало-Швейковской и П. Н. Кропоткиным. Соотношения между толщиной коры, глубиной залегания ее подошвы (поверхности Мохоровичича), аномалиями Буге и уровнем поверхности Земли могут быть представлены, по Р. М. Дементицкой, аналитической формулой $M = 35 (1 - th 0,0037 G_t)$, где M — мощность коры в км. Кривая, соответствующая этой формуле, симметрична относительно ординаты, проходящей через нулевые значения аномалии Буге и высоты рельефа (от уровня моря). Вывод, сделанный Р. М. Дементицкой, кажется нам сомнительным, так как изменения в строении земной коры при переходе от низменностей к материковым возвышенностям и от шельфов к глубоким океанам имеют различный характер (исчезновение гранитного слоя во втором случае) и вряд ли могут отобразиться в аномалиях Буге симметричными, различающимися только по своему знаку отклонениями от упомянутой линейной зависимости. Желая проверить эти соображения на более обширном сейсмологическом и гравиметрическом материале, включающем те данные, которые появились в печати после опубликования сводки Р. М. Дементицкой, мы предприняли в Лаборатории структурной геофизики, организованной при Геологическом институте Академии наук СССР, новую работу по обобщению геофизических данных.

В течение 1960—1962 гг. Г. З. Гурарий и Н. А. Федоров дополнили и частью пересоставили гравиметрические карты Азии, Африки, Северной и Центральной Америки и впервые составили гравиметрическую карту Австралии (масштаб 1 : 6 000 000). Была дополнена также карта аномалий силы тяжести Центральной и Западной Европы (в редукции Буге), опубликованная Дж. Брюйном в 1955 г. Одновременно внесены дополнения и исправления на мировую гравиметрическую карту (масштаб 1 : 22 000 000). Гравиметрические карты материков публикуются в настоящей книге (см. Приложение II).

Одновременно И. А. Соловьевой была проведена работа по сводке мирового сейсмологического материала о толщине и строении земной коры. Сейсмология дает надежную основу для интерпретации гравиметрических данных и позволяет установить отчетливую связь между строением коры и высотой рельефа, т. е. уровнем поверхности земной коры. Работа выполнялась при содействии со стороны П. С. Вейцман (Институт физики Земли АН СССР). Отобранный с большой полнотой литературный материал, опубликованный в Советском Союзе и за рубежом до 1961 г., рассортирован с точки зрения надежности данных и представлен в виде таблиц (Приложение I) и чертежей.

Г. З. Гурарием и И. А. Соловьевой обобщены и проанализированы сведения о толщине и строении коры по 500 пунктам и сейсмическим профилям на материках и океанах и проведено сопоставление их с аномалиями силы тяжести и высотой рельефа. Такое сопоставление подтвердило наличие корреляционной зависимости между всеми этими тремя параметрами (M , G_t и h — см. фиг. 3, 4, 7). Однако вероятная ошибка на материках и на океанах составляет при таких определениях более 20% всей толщины коры. Кроме того, выяснилось, что эта зависимость существенно отличается как от простой пропорциональности (линейной зависимости между H и G), предполагавшейся в работах 1955—1958 гг., так и от симметричной кривой, найденной Р. М. Деменицкой. На материковых глыбах, включающих как возвышенности, так и примыкающий к низменным частям материков шельф и верхнюю часть континентального склона, соотношения между высотой рельефа h , толщиной коры M (или глубиной подошвы коры $H=M-h$) и аномалиями Буге G довольно точно отвечают формулам линейной зависимости, но в океанах они выражаются кривой, наклон которой к оси абсцисс постепенно изменяется с переходом в зону наибольших глубин и малой толщины коры. Это совпадает с выводами Е. Д. Корякина, упомянутыми выше.

Сравнивая строение участков земной коры с одинаковой толщиной коры или с одинаковой гравиметрической характеристикой, авторы смогли выяснить причины несоответствия между толщиной коры и аномалиями силы тяжести. Оказалось, что эти отклонения от средних значений и от простой формулы, приведенной на стр. 5, связаны в гораздо большей степени, чем предполагалось до сих пор, с неоднородностью верхних слоев подкорового субстрата. Латеральные, т. е. наблюдающиеся в горизонтальном направлении изменения плотности верхних слоев оболочки Земли доказываются из наличия такого избытка или недостатка силы тяжести (до 100 *мгл* и более) по сравнению с расчетной величиной, который не может быть объяснен вариациями в плотности земной коры. Подобные заключения делались Ф. Прессом и другими сейсмологами также и на основании различий в скорости распространения поверхностных волн в разных частях Земли.

Вряд ли, однако, следует объяснять латеральные вариации плотности процессами разуплотнения или уплотнения субстрата, как это делают А. А. Борисов и С. И. Субботин. Подобное изменение плотности в условиях высокого давления, постоянного на данном уровне, требует физико-химических превращений экзотермического (при уплотнении) или эндотермического (при уменьшении плотности) характера, с таким большим выделением или поглощением тепловой энергии, что это делает необходимым целый ряд дополнительных допущений о механизме перераспределения энергии внутри Земли. В результате возникают новые и, по-видимому, непреодолимые трудности в гипотезе разуплотнения и уплотнения субстрата. Скорее можно думать, что латеральная неоднородность в субстрате связана с гравитационной дифференциацией (например, с выплавлением базальтовой магмы, по Э. Краусу, или опусканием железа при постепенном росте ядра Земли, по С. Ранкорну) и конвекционными течениями, способствующими поднятию более глубинного материала в верхние слои оболочки Земли.

В связи с вопросом о неоднородности подкорового слоя следует сказать несколько слов о его составе и геофизической характеристике. Как видно из имеющихся данных, граница коры и подкоровых слоев — так называемая поверхность Мохоровичича — почти всегда хорошо отбивается по резкому скачку в скоростях продольных волн и вместе с тем залегает на самых различных уровнях — от 3 км ниже поверхности морского дна в океанах до 80 км ниже поверхности Земли на континентах.

Вариации температуры и давления в таком большом диапазоне глубин настолько велики, что это не позволяет связывать границу между базальтовым слоем коры и подкорковым субстратом с физико-химическим фазовым переходом, предполагающимся сторонниками «эклогитовой» гипотезы — Ловрингом, В. В. Белоусовым и другими (Белоусов, 1962). Этот вопрос достаточно убедительно рассмотрен Э. Буллардом и Д. Григгсом (Bullard a. Griggs, 1961).

Тепловой поток Земли, за вычетом того радиоактивного тепла, которое дает земная кора, настолько мал, что это тоже исключает возможность существования мощного, в несколько сот километров, подкорowego эклогитового слоя, по своему химизму и содержанию радиоактивных элементов тождественного базальтам. Весьма однотипные по своему составу ксенолиты ультраосновных пород часто встречаются в базальтах глубинного происхождения. По-видимому, они представляют собой включения почти непереработанного подкорowego материала (подробнее см. Хесс, 1959; Ross, Foster, Myers, 1954).

Имеются данные и о том, что часть массивов ультраосновных пород представляет собой не интрузии, а подкорковые массы, тектонически продвинутые в верхние структурные этажи по глубинным разломам. Наряду с другими данными геохимического (аналогия со средним составом каменных метеоритов) и геологического характера эти факты заставляют нас считать нижнюю поверхность коры границей, разделяющей слои существенно различного состава, и принимать, что подкорговый слой сложен гипербазитами, вероятно, главным образом перидотитового состава. Но отмеченные Г. З. Гурарием и И. А. Соловьевой вариации в скоростной характеристике этого слоя позволяют думать, что здесь мы имеем значительную дифференциацию по составу — возможно, от перидотитов до дунитов.

Привлекая весь комплекс геофизических данных (разрез по скоростным характеристикам всех слоев коры, мощность коры в целом, гравиметрическую характеристику), Г. З. Гурарий и И. А. Соловьева подразделяют материковую кору на три типа и океаническую или близкую к ней субокеаническую — на пять типов, различающихся по своему строению. Распространение их на земном шаре, показанное с учетом корреляции между толщиной коры и высотой уровня рельефа, изображено на фиг. 30. На этой карте хорошо видно прерывистое распространение материковой и океанической коры и отчетливая связь «утолщений» земной коры с молодыми складчатыми хребтами и плоскогорьями, испытавшими большое поднятие в течение неогена и четвертичного периода.

Наиболее распространенный тип материковой коры — кора невысоких равнин и шельфов с хорошо развитым «гранитным» слоем, который обычно на выходах к поверхности может быть отождествлен с докембрийским или палеозойским складчатым фундаментом — характеризуется толщиной от 15 до 40 км и аномалиями Буге от —100 до +50 мгл. На возвышенностях этот тип коры сменяется более мощной корой, достигающей наибольшей толщины в молодых складчатых хребтах и на поднятых участках платформ, активизированных новейшими движениями; здесь отрицательные аномалии варьируют от —200 до —550 мгл, толщина коры составляет более 50 км, возможно до 80 км. Около половины этой мощности коры приходится на гранитный слой. Материковый склон между изобатами 1000 и 3000 м обычно является границей двух главных категорий земной коры — материковой и океанической или субокеанической. Наиболее распространенный в океанах и на земном шаре в целом тип земной коры распространен во впадинах глубиной от 3 до 6 км и характеризуется толщиной от 3 до 15 км, аномалиями Буге от +150 до +450 мгл и отсутствием гранитного слоя. Главную

роль в строении океанической коры играет так называемый базальтовый слой.

К числу наименьших по своей площади изолированных участков материковой коры относятся Австралия и о-в Мадагаскар (500×1500 км). Некоторые участки коры океанического или субокеанического типа имеют лишь 200—500 км в поперечнике (впадины Тирренская, Черноморская, Южно-Каспийская, Сулу). Наибольшим разнообразием строения коры характеризуются подвижные пояса современных геосинклинальных областей — Тихоокеанский пояс с его хребтами, островными дугами и внутренними и внешними впадинами, Средиземноморская область с Черным и Каспийским морями и альпийской системой складчатых гор Европы, Северной Африки, Кавказа и Малой Азии. Здесь мы видим на небольшой площади чередование участков материкового и океанического типов, сильно различающихся по толщине и строению земной коры.

Вопрос о причинах такого разнообразия и прерывистого распространения различных типов коры на земном шаре не рассматривается в работе Г. З. Гурария и И. А. Соловьевой. Однако суммированный ими материал приводит к необходимости как-то поставить и решить этот вопрос, приняв ту или иную гипотезу развития земной коры. Рассматривая типы и подтипы строения земной коры, изображенные на фиг. 26 и 30, как результат различных глубинных процессов (сжатие, растяжение, разрывы и сдвиги блоков коры, поднятие магмы из субстрата) и поверхностной переработки (размыв, перенос обломочного материала, седиментация), мы не можем принять гипотезу «океанизации» или «базальтизации» материковой коры, предложенную В. В. Белоусовым, Е. М. Рудичем, Г. Лисом и другими, для объяснения разнообразия типов земной коры (Белоусов, 1955, 1962). Эта гипотеза была раскритикована в работах В. А. Магницкого (1958), Е. Н. Люстиха (1959), Э. Булларда (Bullard, 1954), убедительно показавших, что материковая кора не может превращаться в океаническую. Действительно, менее плотные, чем субстрат, материковые массы проявились бы в аномалиях Буге даже в том случае, если бы они были погружены на сотни километров в подкорovou слой или растворены в нем. Сравнительно легкая кора материковых глыб не может утонуть в субстрате — это противоречило бы основному принципу изостазии. Ее физико-химическая переработка на границе с подкоровыми слоями также не может быть сколько-нибудь существенной, потому что эти слои, по современным данным, представляют собой не магму, а твердый ультраосновной материал. Но если бы даже такая переработка происходила, то растворился бы сначала нижний, так называемый базальтовый слой земной коры. Между тем, уменьшение толщины коры в океанах связано с исчезновением верхнего, гранитного слоя.

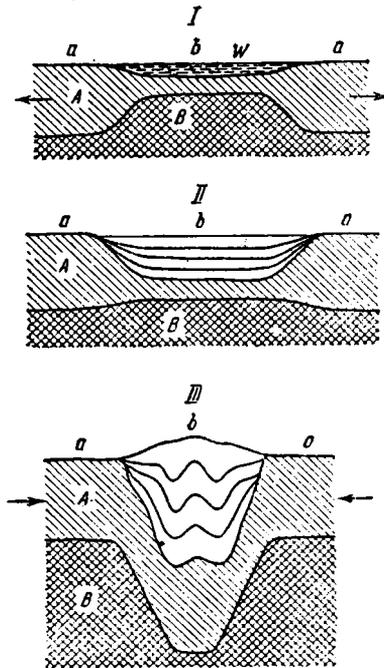
Отчетливый скачок скоростей волн у нижней границы коры и резкие, на коротком расстоянии (20—60 км), переходы от материковой к океанической структуре коры в узкой полосе крутого материкового склона у берегов так называемого атлантического типа также свидетельствуют против гипотезы «океанизации». Физико-химическая переработка материковой коры привела бы к плавным переходам с широким развитием гибридных пород и других промежуточных образований. Очевидно, можно пытаться объяснить наблюдаемое разнообразие и прерывистое распространение различных типов земной коры либо с позиций гипотезы локального роста материковых массивов, либо с позиций мобилизма.

Гипотеза локального роста материков, предложенная автором и Дж. Вильсоном в 1948—1950 гг. и поддержанная В. А. Магницким (1958), встречает сейчас серьезные возражения при более углубленном анализе геологических данных, касающихся сходства строения разобщенных частей Гондванны (Южная Америка, Африка, Индия, Австра-

лия) или Северной Америки и Западной Европы, а также данных палеоклиматологии и палеомагнетизма. Этой гипотезе противоречат характерные для берегов так называемого атлантического типа, пересечения докембрийских и палеозойских складчатых систем материковым склоном. Так обрублены, не имея продолжения в океане, палеозойские складки Западной Европы и Северной Америки, докембрийские и палеозойские складчатые системы южного побережья Австралии и др. Гипотеза локального роста не может объяснить соответствие в контурах материковых глыб, представляющих разобщенные блоки более обширных древних платформ (Африка и Южная Америка, Аравия и Африка, Индостан и северо-западная Австралия, Гренландия и Северная Америка и т. д.). Это поразительное сходство контуров и геологического строения, подчеркнутое А. Вегенером, недавно было тщательно проверено и подтверждено в работах С. Кэри, Р. Маака и др.

Рассматривая карту распространения различных типов земной коры и анализируя фактический материал, приведенный в работе Г. З. Гуаррия и И. А. Соловьевой, можно убедиться, что новейшие геофизические данные согласуются в общих чертах с теорией изостазии по схеме Эри и блестяще подтверждают предположение А. Вегенера о том, что материки и океаны различаются не только по толщине коры (что следует уже из изостазии), но и по ее строению. Они подтверждают его основной тезис, что, вопреки геологическим данным о прежних тесных межконтинентальных связях, между разобщенными частями палеозойских материков Гондваны и Лавразии не существует погруженного континента (Муратов, 1957).

Наблюдаемое разнообразие типов коры, их прерывистое распространение на земном шаре и смена различных структур во времени — образование океанических впадин на месте континента, заложение геосинклиналей, их смятие и замыкание при образовании складчатых хребтов — могут быть согласованы с теорией изостазии (по схеме Эри) только в том случае, если основываться на ведущей роли горизонтальных движений в земной коре. Их значение недавно было подчеркнуто А. В. Пейве. В наиболее отчетливом виде горизонтальные смещения проявляются в сдвигах (например, в смещении полосы Калифорнийского побережья на 500—550 км; Hamilton, 1961). Они приводят к росту складчатых сооружений с увеличением толщины коры в зонах ее сжатия и к образованию крупных грабенов, прогибов и геосинклиналей с тонкой или даже разорванной корой — в зонах растяжения (Пейве, 1960, 1961). Палеомагнитные исследования показывают, что горизонтальные перемещения достигали еще более крупного масштаба,



Фиг. 1. Схема образования геосинклиналей и складчатой горной страны.

I — образование геосинклинали при растяжении земной коры; II — заполнение геосинклинальной впадины осадками; III — возникновение складчатой горной системы при сжатии геосинклинали. А — кора; В — субстрат; W — вода; а — платформы; б — геосинклиналь и возникающее в ней складчатое сооружение; стрелки указывают направление движения платформ. Вертикальный масштаб значительно больше горизонтального.

чем это предполагает А. В. Пейве. Новейшие данные палеомагнетизма подтверждают схему движения материков, намеченную А. Вегенером, Э. Арганом, А. Дю-Тойтом (Калашников, 1961; Кропоткин, 1960; Палеомагнетизм, 1962; Runcorn, 1962).

Е. Н. Люстих приводит схему, которая, согласуясь с принципом изостазии Лукашевича-Эри, наилучшим образом объясняет тектонический цикл как результат смены эпох растяжения и сжатия земной коры (фиг. 1). «Согласно такой гипотезе, геосинклинали рассматриваются как более пластичные участки земной коры, которые в первой стадии своего развития подвергаются растяжению, а во второй — сжатию. При растяжении кора утоньшается, в результате чего сверху образуется впадина, а внизу — поднятие субстрата, уравнивающее эту впадину. Образовавшаяся впадина, конечно, тотчас же начинает заполняться осадками, но продолжающийся процесс растяжения все время возобновляет прогибание, так что в конце концов образуется очень мощная толща преимущественно мелководных осадков. Во второй стадии растяжения сменяется сжатием — сближающиеся платформы сминают слои и складки, при этом верхняя часть коры в геосинклинали выжимается вверх, образуя горное поднятие, а нижняя часть вдавливается в субстрат в виде соответствующего компенсационного выступа» (Люстих, 1957, стр. 31).

Эта схема в основном совпадает с теми представлениями о развитии земной коры, которые развивают С. Н. Бубнов, Э. Краус, В. Гутенберг и многие другие ученые, пытавшиеся осмыслить геологические факты в сочетании с геофизическими. Она нуждается только в двух дополнениях. Во-первых, растяжение, по-видимому, может достигать такой стадии, когда происходит разрыв материковой коры и образуется эвгеосинклинальный трог, или впадина океанического типа, в той или иной степени заполненная основными вулканогенными породами при поднятии магматических дериватов из подкоркового субстрата. Во-вторых, сжатие, формирующее складки и надвиги в геосинклиналях, сначала происходит в центральных, осевых частях геосинклинальных систем и обязано, следовательно, не напору соседних платформ, а движению подкорковых масс к оси орогена. Платформы играют роль тисков только на заключительных стадиях замыкания геосинклиналей, например в той стадии, которую можно наблюдать сейчас на поднятии Гималаев и Гиндукуша, где толщина коры увеличена вдвое.

Такое представление о формировании тектонических структур под действием подкорковых течений, способных привести к крупным горизонтальным перемещениям земной коры, известно под названием «неомобилизма». Этот вариант мобилизма, разработанный в последние годы геофизиками В. Гутенбергом (Gutenberg, 1960), Берналом, Дж. Т. Вильсоном (Bernal, Wilson, Dietz, 1961), С. К. Ранкорном (Runcorn, 1962), геологами Э. Краусом (Kraus, 1959), А. Холмсом, С. Н. Бубновым и океанографом Р. Дитцем (Dietz, 1961), обобщает в себе достижения эволюционной теории геосинклиналей и теории роста земной коры за счет поступления магматических дериватов дифференцирующейся оболочки. Вместе с тем мобилизм свободен от многих недостатков первоначальной схемы А. Вегенера, раскритикованной Б. Уиллисом, Н. С. Шатским, Г. Джеффрисом и другими (Кропоткин, 1961).

Таким образом, принимая в качестве основного фактора развития земной коры горизонтальные движения, вызванные глубинными процессами, мы можем объяснить наблюдаемые соотношения между поверхностной и глубинной структурой и найти ключ к пониманию тех разнообразных гравиметрических и сейсмологических данных, которые приводятся в работе Г. З. Гурария и И. А. Соловьевой.

ВВЕДЕНИЕ

С развитием геологической науки становится все более очевидным, что целый ряд основных теоретических проблем геологии не может быть решен только на основе данных поверхностных геологических исследований. К таким проблемам прежде всего относятся вопросы об общей направленности процесса развития земной коры, о происхождении материков и океанов, о природе складчатости и колебательных движений, о причинах магматизма и вулканизма и многие другие. С решением этих вопросов тесно связаны и такие важнейшие практические проблемы, как прогнозирование и более целеустремленные поиски месторождений различных полезных ископаемых, в особенности тех, которые залегают на значительной глубине от земной поверхности.

Для решения — этих вопросов необходимы знания о строении земной коры, о веществе, подстилающем земную кору, о характере процессов в недрах Земли, о влиянии их на поверхностные структуры и об их связи с космическими явлениями.

Прямые данные о геологическом строении земных глубин могут быть получены лишь с помощью глубоких скважин. Развитие науки в этом направлении приводит к тому, что бурение скважин до 7—8 км скоро станет обычным явлением. Проектируется проходка скважин до 12—18 км, которые дадут непосредственные сведения о составе так называемых гранитного и базальтового слоев земной коры и верхней части мантии (американский проект «Мохол» и принятый проект глубинного бурения в СССР). Ценные сведения о строении и физических свойствах Земли в целом и отдельных ее слоев в настоящее время получают по материалам различных геофизических исследований при изучении землетрясений, гравитационного поля и электрических свойств Земли, теплового потока, земного магнитного поля и т. д.

Структура и упругие свойства земной коры, а также отдельных ее слоев и границ раздела между ними исследуются сейсмическими методами, наиболее точные из которых — метод глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), корреляционный метод преломленных волн (КМПВ) и другие, — основаны на проведении и регистрации искусственных взрывов. Разработка методов сейсмического зондирования имеет весьма недавнюю историю — с конца 40-х годов XX в., поэтому общий объем такого рода работ еще очень незначителен. Наибольшее количество исследований было проведено в период III Международного геофизического года, главным образом в морских и океанических областях. Сопоставление сейсмических данных с материалами других геофизических методов, в частности с характером аномального поля силы тяжести и рельефом поверхности Земли, позволяет выявить некоторые общие закономерности и особенности строения земной коры и верхней части мантии.

На основании этих закономерностей можно более или менее уверенно судить о структуре коры в тех районах, где сейсмические исследования пока не проводились или были проведены в незначительном объеме. Ценность подобных работ не вызывает сомнений, однако применяемая методика нуждается в дополнительном уточнении. Ввиду того, что данных глубинного сейсмического зондирования очень мало, авторы, как правило, используют для сопоставления с гравиметрией и рельефом все имеющиеся сейсмические материалы вне зависимости от их точности. Весьма показательна в этом отношении работа Р. М. Деменицкой (1961), в которой, кроме результатов точных сейсмических исследований, использованы данные о мощности земной коры чрезвычайно низкой точности, полученные по записям удаленных землетрясений.

Анализ опубликованных работ, содержащих сравнение различных по объему и точности геофизических сведений, показывает, что выводы, получаемые отдельными авторами, в ряде случаев существенно различны. Основная причина таких расхождений — количество использованных материалов и методы их отбора и обработки. Последнее обстоятельство побудило авторов настоящей работы попытаться наметить некоторые общие принципы отбора сейсмических данных и возможные пути сопоставления их с другими геофизическими материалами.

Описанию использованных сейсмических и гравиметрических данных посвящена глава I. Результаты сопоставления этих материалов между собой и с высотой рельефа земной поверхности составляют содержание главы II, в которой, таким образом, решается одна из задач настоящей работы — выявление корреляционных связей между мощностью коры, ее составом и глубиной залегания поверхности Мохоровичича, с одной стороны, и характером гравитационного поля и уровнем рельефа поверхности Земли — с другой. Помимо этого, сделана попытка выяснить некоторые другие, не менее важные, вопросы: насколько указанные корреляционные связи справедливы для отдельных областей земного шара; представляет ли собой мантия Земли однородное по плотности вещество, как это принято считать во всех изостатических построениях, и некоторые более частные вопросы.

В главе III рассматриваются данные сейсмических исследований в океанических областях. На основании этих данных мы приходим к выводу о существовании различий в структуре земной коры Тихого и Атлантического океанов и приводим некоторые соображения относительно построения типовой океанической колонки земной коры и о возможном составе слоя, залегающего между рыхлыми осадками и базальтом.

Последняя глава содержит описание и обоснование проведенной авторами классификации структур земной коры по отдельным типам. Она должна рассматриваться как первая предварительная схема, построенная с учетом сейсмических и гравиметрических данных и высоты уровня поверхности Земли.

В конце каждой главы сформулированы соответствующие основные и частные выводы, а общий итог работы дается в Заключение.

В качестве Приложений I и II приводятся: сводка данных о сейсмических исследованиях на территории земного шара по 1961 г. включительно; гравиметрические карты материков, составленные в 1953—1961 гг. (помещены в конце книги в конверте). Работа выполнена в течение 1961 г. в Лаборатории структурной геофизики Геологического института АН СССР под руководством П. Н. Кропоткина при консультации со стороны П. С. Вейцман и Е. Н. Люстиха (Институт физики Земли АН СССР). В статистической и графической обработке материалов принимала участие, кроме авторов работы, Л. Ю. Власенко.

Глава I

АНАЛИЗ ИСПОЛЬЗОВАННЫХ МАТЕРИАЛОВ

ДАННЫЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Существует целый ряд методов сейсмического изучения структуры и мощности земной коры. Сведения о мощности коры могут быть получены по записям волн близких и удаленных землетрясений, больших промышленных взрывов и специальных исследований с помощью малых взрывов. Подробный анализ каждого из указанных способов выходит за рамки настоящей работы; мы остановимся лишь на приближенной оценке их точности и попытаемся выяснить степень достоверности данных, получаемых разными методами.

При наблюдениях над удаленными землетрясениями для определения мощности земной коры используются как объемные, так и поверхностные волны.

Анализ записей поверхностных волн разных типов (Релея, Лява и др.) дает возможность определять среднюю мощность коры либо на протяженном профиле — от эпицентра до регистрирующей станции, либо на некоторой площади между тремя сейсмостанциями (метод Пресса, основанный на дисперсии фазовых скоростей поверхностных волн). В обоих случаях точность результатов существенно зависит от однородности строения коры в пределах профиля или участка земной поверхности. Фактически мощность земной коры вдоль любого профиля протяженностью в несколько сотен или тысяч километров изменяется в очень широких пределах. Так, если на пути следования поверхностных волн встречаются океанические и континентальные участки, мощность коры может варьировать от 5 до 35—40 км (а то и более). Довольно обычны вариации мощности коры на профиле от эпицентра до регистрирующей станции в 10—15 км, поскольку на континентах эпицентры землетрясений большей частью приурочены к областям молодых складчатых систем, где мощность коры не менее 40—50 км, а для большинства континентов характерна кора мощностью 30—35 км. Кроме этого, для определения средней мощности земной коры вдоль профиля необходимо знать время, когда произошло землетрясение, его координаты и глубину, а так как все эти величины определяются с некоторой ошибкой, подсчет средней мощности коры не может быть точным. По-видимому, точность данного метода следует оценить не выше, чем ± 10 км, а в отдельных случаях значительно ниже.

Более достоверные результаты дает применение метода Пресса. В этом случае точность получаемых данных определяется в основном густотой сети регистрирующих сейсмических станций. Обычно в пределах участка площадью в несколько десятков квадратных километров

мощность коры можно считать постоянной с небольшой ошибкой, однако при таком близком расположении сейсмических станций чрезвычайно затруднена расшифровка записей поверхностных волн. Практически станции располагаются на расстояниях в несколько десятков и сотен километров друг от друга, т. е. площадь образуемых ими треугольников довольно велика (порядка тысяч квадратных километров), и вариации мощности земной коры могут быть значительными.

По данным записей объемных волн удаленных землетрясений определяется мощность коры в некоторой точке земного шара. Так, по методу А. А. Трескова, сопоставляя времена пробега продольных сейсмических волн, однократно отраженных от поверхности и подошвы коры, можно определить мощность коры в точке отражения — на середине расстояния от эпицентра до регистрирующей станции. Точность этого и подобных ему методов чрезвычайно низка. Как показывают проведенные в последние годы специальные сейсмические исследования, в ряде случаев ошибка в определении мощности коры методом А. А. Трескова достигает ± 20 км.

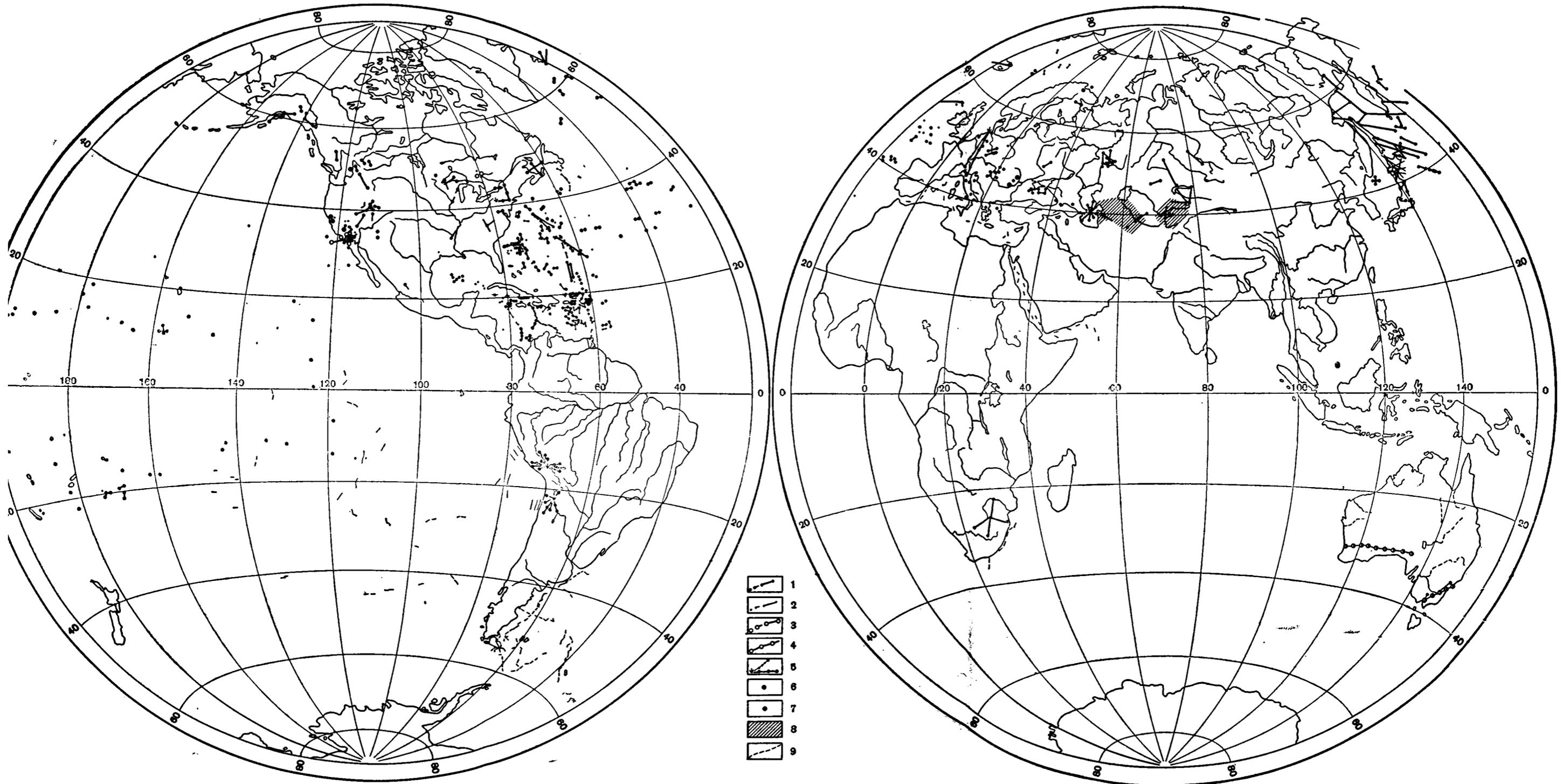
Таким образом, наблюдения над удаленными землетрясениями дают лишь весьма приближенные сведения о мощности земной коры, причем ошибка определений иногда сравнима по величине со значением мощности коры.

Мощность коры в районе эпицентра землетрясения определяется по записям близких станций. В этом случае точность результатов сильно зависит от числа регистрирующих станций. Увеличение числа станций повышает точность определения положения очага и времени в нем, а также снижает влияние ошибок, вносимых каждой станцией в определение мощности коры. По-видимому, можно считать, что в лучшем случае мощность земной коры в районе эпицентра может быть определена по записям близких землетрясений с ошибкой порядка ± 5 км. Однако, используя эти данные, необходимо в каждом отдельном случае учитывать, помимо числа станций, степень согласованности полученных результатов и величину средней ошибки.

При использовании больших взрывов (промышленных или специальных) для определения мощности земной коры большое значение имеет число регистрирующих станций и их расположение относительно места взрыва. Обычные станции располагаются через несколько десятков или сотен километров друг от друга вдоль одного или нескольких профилей. Точность методов определения мощности земной коры по записям больших взрывов в целом выше, чем в методах, основанных на анализе записей землетрясений. Факторами, повышающими надежность таких исследований, являются точность, с которой известны время и место взрыва, а также точная синхронизация времени на регистрирующих станциях. Ошибки в определении мощности коры при достаточно большом количестве станций обычно не превышают ± 5 км.

Наиболее точные методы изучения мощности и структуры земной коры основаны на проведении серии специальных взрывов малой силы. В зависимости от методики работ, характера применяемой аппаратуры и качества получаемых записей ошибка в оценке мощности коры может быть различной. Так, данные, полученные методом встречных годографов преломленных волн, позволяют определять мощность коры с точностью ± 1 км. При анализе одиночных годографов ошибка может быть порядка ± 2 км и несколько выше. Границы раздела внутри земной коры (выше поверхности Мохоровичича) определяются еще более точно.

Таким образом, существующие методы сейсмических исследований строения земной коры дают далеко не равноценные результаты. В лучших случаях при применении методов ГСЗ, КМПВ и других



Фиг. 2. Карта изученности строения и мощности земной коры наиболее точными сейсмическими методами. Составлена П. С. Вейцман, дополнена И. А. Соловьевой.

Малые взрывы: 1 — до поверхности Мохоровичича (преломленные волны); 2 — до базальта; 3 — отраженные волны; 4 — малые промышленные взрывы; большие взрывы: 5 — профильные наблюдения; 6 — единичные наблюдения; землетрясения: 7 — единичные наблюдения, 8 — площадные наблюдения; 9 — наблюдения, проведенные в период Международного геофизического года

специальных работ с малыми взрывами, мощность коры определяется со средней ошибкой ± 1 — ± 2 км, а при использовании записей удаленных землетрясений ошибка оказывается в несколько раз больше. Понятно, что такая значительная разница в точности накладывает существенные ограничения на возможность сопоставления данных о мощности земной коры, полученных разными методами.

В зависимости от постановки задачи и требуемой точности следует пользоваться результатами тех или иных исследований.

Поскольку цель настоящей работы — выявление общих закономерностей строения земной коры путем сопоставления сейсмических данных с аномалиями силы тяжести и высотой рельефа, было необходимо использовать наиболее точные материалы. Эта необходимость продиктована прежде всего самой методикой исследования. Фактический материал подвергался статистической обработке (глава I) и прямому сопоставлению (глава II). В том и другом случае необходимо, чтобы используемые данные были сравнимы по точности. Статистические методы (например, метод введения «статистических весов») дают возможность совместно обрабатывать данные, отличающиеся по точности на 50 и более процентов. Однако разница в точности отдельных сейсмических методов намного превышает эту допустимую величину. Из всех имеющихся материалов сейсмических исследований мощности земной коры оказалось возможным использовать совместно лишь те материалы, которые определены с ошибкой не более ± 5 км.

Таким образом, в нашей работе не использованы результаты определения мощности земной коры, полученные по записям как поверхностных, так и объемных волн удаленных землетрясений, и некоторые данные исследований, проведенных методами больших взрывов и близких землетрясений, если последние регистрировались малым количеством сейсмостанций или результаты отдельных станций плохо согласовывались между собой.

В Приложении приведен полный список материалов сейсмических исследований, положенный в основу настоящей работы. В него вошли результаты исследований мощности и структуры земной коры, опубликованные до 1961 г. включительно методами глубинного сейсмического зондирования, морской сейсмоки (по методам преломленных и отраженных волн), ряда крупных взрывов и близких землетрясений.

Все данные опруппированы по географическому признаку для удобства использования справочника. Под порядковым номером указан источник сведений по прилагаемому списку литературы.

Координаты точек (или профилей), если они не даны авторами исследований, взяты с карт. В этих случаях приведена возможная ошибка определения, обычно порядка $0,1^\circ$ для широт и долгот. Глубина моря (или океана) со знаком — означает глубину до верхнего слоя осадков; абсолютные превышения имеют знак +, и в тех случаях, когда они определялись по карте, указана точность определения. Глубины и абсолютные превышения отсчитывались от уровня Мирового океана.

В трех последних графах даются мощность обнаруженных слоев, скорости продольных сейсмических волн в них, мощность земной коры и скорость продольных волн в мантии близ поверхности Мохоровичича.

Прочерк в той или иной графе или строке означает отсутствие соответствующих сведений; цифрами в скобках обозначены сомнительные данные.

Помимо приведенных в списке сведений о структуре и мощности земной коры для построения кривых (глава II), были использованы первичные материалы советской Тихоокеанской экспедиции, любезно предоставленные нам И. П. Косминской.

Таким образом, общее количество приведенных точек сейсмических наблюдений до поверхности Мохоровичича достигло 500. Из них для сопоставления с аномалиями силы тяжести удалось использовать лишь 365, так как для остальных не имелось гравиметрических данных.

Карта (фиг. 2) дает наглядное представление об изученности глубинного строения земной коры сейсмическими методами. Наибольшее количество исследований структуры и мощности коры проведено в Европе (Волго-Уральская область, Центральная Европа, Кавказ) и Северной Америке, в Средне-Азиатских республиках, Японии, в северо-западной части Атлантического океана, Карибском море, Мексиканском заливе, в Охотском море и прилегающей к Курильским островам части Тихого океана. Чрезвычайно слабо изучены центральная и восточная части Тихого океана, Индийский океан, большая часть Азии, Африки, Австралии, Южная Америка. Нет данных о мощности коры в Северном Ледовитом океане и Антарктиде. Правда, мощность коры в Антарктиде оценивалась с помощью записей поверхностных волн, но, как уже было указано, эти данные не использовались ввиду малой точности метода.

Большинство наиболее точных сейсмических исследований, как можно убедиться на карте изученности, относится к морским и океаническим участкам земного шара. Структура и мощность коры на континентах исследована еще недостаточно, в то время как огромное количество имеющихся геологических данных относится именно к континентам, а геологические сведения о ложе Мирового океана немногочисленны и обрывочны. Это затрудняет сопоставление геологических данных с материалами сейсмических и гравиметрических исследований по территории земного шара в целом.

ГРАВИМЕТРИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

При проведении исследований авторы использовали сводку мировых гравиметрических материалов, составленную в Геологическом институте АН СССР в период с 1953 до 1961 г. В сводку включены данные гравиметрических исследований, проводившихся на территории земного шара и опубликованных в научно-технической литературе по 1961 г. включительно. В результате сбора и систематизации материалов были составлены гравиметрические карты полушарий масштаба 1 : 22 000 000 и карты отдельных материков масштаба 1 : 6 000 000 в редукции Буге с сечением изоаномал соответственно 50 и 25 мгл. Топографическая редукция использовалась в тех случаях, когда в исходных материалах имелись сведения, позволяющие внести поправки на рельеф местности, расположенной вокруг пункта наблюдения (обычно до зоны 0, т. е. до 156 км от пункта наблюдения).

Все гравиметрические данные приведены к одному уровню, т. е. пересчитаны при одинаковом значении плотности промежуточного слоя и международной формуле нормальной силы тяжести 1930 г. Плотность так называемого промежуточного слоя, т. е. слоя, расположенного между поверхностью геоида и поверхностью земной коры (т. е. поверхностью суши или морского дна) принималась равной $2,67 \text{ г/см}^3$. В тех немногих случаях, когда приходилось использовать карты, составленные по формуле Гельмерта (например, по территории Центральной Европы), вводились необходимые поправки путем пересчета и интерполяции между изолиниями на карте. Если при проведении изолиний использовалась сравнительно редкая сеть гравиметрических пунктов, то на картах проведены значения аномалий по всем таким пунктам или по наиболее характерным из них, отмечающим максимумы и минимумы.

В дополнение к материалам (около 70 работ по гравиметрии), перечисленным в списке литературы, в сводке П. Н. Кропоткина, Е. Н. Люстиха и Н. Н. Повало-Швейковской, опубликованной в 1958 г., при составлении прилагаемых гравиметрических карт были использованы работы следующих авторов:

1) по Европе — Р. Валека (Valek, 1955) и А. Затопека (Zatopek, 1957) — по Карпатам, В. Худобы — по западной части Чехословакии (Chudoba, 1955), Р. Яноша — по Венгрии (Janos, 1959), опубликованная Геологическим комитетом РНР гравиметрическая карта Румынии, Г. Заккара и А. Маино (Zaccara a. Maino, 1958), А. Чиани и др. (Ciani, Ganter, Mogelli, 1960), Г. Ингиллери (Inghilleri, 1959) — по Италии, А. Дэй (Day, 1959) — по Нормандским островам и Ф. Венинг-Мейнеса — по территории Северного моря (Vening Meinesz, 1960);

2) по Азии — А. Марусси по Каракоруму и Памиру (Marussi, 1957), Е. Хельбига — по западному Пакистану (Helbig, Thirlaway, 1961), Ж. Плассара — по Ливану (Plassard, 1959);

3) по Африке — Л. Джонса и др. (Jones, Mathieu, Strenger, 1959—1960) и Дж. Саттона (Sutton, 1956) — по ее центральной части и Л. Лагрюла — по Алжиру, Марокко и Сахаре (Lagula, 1950);

4) по Северной и Центральной Америке — Дж. Вулларда и др. (Woollard a. oth., 1960), Ч. Олдхэма (Oldham, 1958), Г. Гэрланда (Garland, Burwash, 1959), Р. Мэби (Mabe, 1960), А. Миллера и М. Иннеса (Miller, a. Innes, 1955), Ч. Олдхэма и Д. Сатерленда (Oldham a. Sutherland, 1955), Дж. Томпсона (Thompson, 1959) — по различным частям США и Канады, Э. Кейльсо, С. Саксова и др. — по Гренландии (Kejlsø, 1959; Saxov, 1958; Svejgaard, 1959), материалы по Мексике, работы Дж. Шэрбета и М. Юинга по о-ву Пуэрто-Рико (Shurbet a. Ewing, 1956);

5) по южной Америке — Р. Смита (Smith, 1957) и Дж. Хосперса и И. Ван Вийнена (Hospers a. Van Vijnpen, 1959) — по Венесуэле, материалы гравиметрической съемки на аэродромах по Аргентине, материалы по Чили, Ф. Венинг-Мейнеса — по Гвиане (Vening Meinesz, 1960);

6) по Австралии — Ч. Маршалла и Г. Нарейна (Marshall a. Narain, 1954) и Р. Тэйера и Дж. Эверингама (Thyer a. Everingham, 1956), а также Э. Робертсона и В. Рейли — по Новой Зеландии (Robertson a. Reilly, 1958). Гравиметрические карты по территории океанов были дополнены по материалам Ф. Венинг-Мейнеса (Vening Meinesz, 1960) и М. Юинга, Дж. Уэрзела и Дж. Шэрбета (Ewing, Worzel, Shurbet, 1957) — по Атлантическому и Тихому океанам, Дж. Шэрбета и Дж. Уэрзела — по западной Атлантике (Worzel a. Shurbet, 1957), Р. Гирдлера и Дж. Гаррисона — по Атлантическому и Индийскому океанам (Girdler a. Harrison, 1957) и Дж. Гаррисона, Дж. Брауна и Ф. Списа — по северо-восточной части Тихого океана (Harrison, Brown, Spiess, 1957).

Гравиметрические карты, составленные на основании имевшихся материалов, очень неоднородны. Это связано, во-первых, с тем, что к их составлению привлекались данные в разных редукциях — редукции Буге и топографической (вполне совпадающие между собой лишь в условиях равнинного рельефа) и, во-вторых, сильно различающиеся как по точности, так и по густоте съемочной сети. Стремление составить наиболее полную сводку и получить картину распределения поля силы тяжести по возможно более обширной территории земного шара поставило авторов перед необходимостью включения в нее всех имевшихся в 1961 г. в их руках материалов, начиная от детальных высокоточных исследований (территория США, Центральная и Западная Европа, южная часть Канады и т. д.) и до отдельных пунктов маятниковой съемки (основная часть данных по Африке, большая часть морских пунктов и т. д.).

Таким образом, имевшиеся в распоряжении авторов гравиметрические карты характеризуются точностью от первых десятков долей миллигал до единиц и даже первых десятков миллигал.

Наименее точные гравиметрические данные в основном относятся к материалам морских съемок, при проведении которых даже в настоящее время вряд ли удается (за исключением отдельных случаев) получить точность, превышающую ± 20 — 30 *мгг* (Люстих, 1947; Vening Meinesz, 1960, и др.). Если взять эти цифры за основу, то можно считать, что гравиметрическая карта полушарий характеризуется средней минимальной точностью ± 25 *мгг*. Не исключена возможность, что отдельные данные определены с гораздо более низкой точностью, однако для общей характеристики карты точность ± 25 *мгг* нам кажется наиболее отвечающей действительности. Такая (и даже более низкая) точность вполне удовлетворяет требованиям, предъявляемым к гравиметрическим материалам, привлекаемым для сопоставления с сейсмическими данными и средней высотой рельефа. Так как невозможно точно учесть влияние различных поверхностных и, если можно так выразиться, коровых факторов, достигающего 20—30 и даже 50 *мгг*, то можно считать точность в ± 25 *мгг* вполне достаточной для труда, в котором разбираются вопросы, связанные с общим строением коры и подкорового вещества Земли. Это уже было установлено в предыдущих исследованиях подобного рода, в частности в работах Р. М. Деменичкой (1960, 1961). По мнению авторов, попытки использовать более высокую точность гравиметрических съемок для конкретных выводов о строении подкорового слоя и рельефе поверхности Мохоровичича (Балавадзе, Твалтвадзе, 1960; Деменичкая, 1961; Корякин, 1959, и др.) являются сейчас совершенно необоснованными и во всяком случае преждевременными.

Наиболее изученные участки Земли — Центральная и Южная Европа, северная половина Азии, большая часть Северной Америки, включая территорию прилегающих морских бассейнов, Средиземное и Северное моря, п-ов Индостан, район Японских островов, юго-восточная часть Азии и восточная часть Австралии. Очень мало сведений об Африке (исключая самую северную часть и район, прилегающий к центральному Конго), по центральным районам Азии, большей части Южной Америки, Антарктиде и т. д. Еще хуже обстоит дело с исследованием океанических территорий. Кроме центральной части Атлантического океана, где имеющиеся данные позволили построить карту масштаба 1 : 22 000 000, и отдельных единичных пересечений, все океаны представляют огромное белое пятно. Однако и тех материалов, которые известны в настоящее время, вполне достаточно, чтобы составить представление об общем характере поля силы тяжести, его распределении по земной поверхности и связи с основными структурными элементами Земли.

В нашу задачу не входит детальный анализ гравитационного поля Земли, к тому же такая работа уже выполнена (Кропоткин, Люстих, Повало-Швейковская, 1958). Вкратце можно отметить основные положения, заключающиеся в следующем.

Поле силы тяжести в редукции Буге на поверхности Земли очень неоднородно и изменяется от $+350$ — $+450$ *мгг* в области океанов до -500 *мгг* в высокогорных районах, т. е. диапазон изменения составляет 950 *мгг*. В общем континентальные области характеризуются слабыми положительными и отрицательными аномалиями в своей низменной части; с ростом рельефа интенсивность отрицательных аномалий увеличивается и в горных районах они достигают величин -200 — -300 *мгг* и даже -400 — -500 *мгг* в районе Гиндукуша. Для океанов типично поле силы тяжести от $+50$ *мгг* в прибрежных частях до $+200$, $+250$ и даже $+400$ *мгг* и более в глубоководных частях. Срединные и окраинные моря, острова и островные дуги, области срединных океанических

хребтов и т. д. характеризуются широкими пределами значений гравитационного поля, не выходящими, однако, за рамки 0—+350 мгл.

В настоящей работе, как уже было указано, использованы данные о величине аномалий силы тяжести в редукции Буге и топографической, близких друг к другу по абсолютным значениям. Выбор редукции обусловлен теми соображениями, что для задач данного исследования необходимо было исключить влияние рельефа на величину аномального поля в отдельных точках земной поверхности. Поскольку мощность земной коры и рельеф поверхности Мохоровичича, с которыми сравнивался характер гравитационного поля, по-видимому, связаны с крупными структурными единицами, а не с отдельными геоморфологическими элементами, применение редукции Фая было бы неоправданным.

Сопоставление гравиметрических и сейсмических данных проводилось двумя способами: графическим методом и путем анализа скоростных колонок земной коры. Оба эти метода рассматриваются в следующей главе.

Глава II

СОПОСТАВЛЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ, ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ И ТОПОГРАФИЧЕСКИХ ДАННЫХ

ГРАФИЧЕСКИЙ МЕТОД

Попытки сопоставить сейсмические и гравиметрические данные графическим способом производились рядом исследователей. Целью подобных работ было выявление корреляционных зависимостей между мощностью земной коры и аномалиями силы тяжести в редукции Буге.

Обычный путь таких сопоставлений следующий. На график, где по оси абсцисс отложены значения аномалий Буге, а по оси ординат — мощность коры, наносятся точки, соответствующие отдельным пунктам на поверхности Земли, в которых сейсмическими методами определена мощность коры и имеются данные о силе тяжести. Далее статистически подсчитываются средние значения мощности коры на определенных интервалах аномалий силы тяжести и строится кривая, выражающая среднюю корреляционную зависимость между двумя указанными параметрами. Ряд авторов этим ограничивается, некоторые находят математическое выражение полученной кривой, в редких случаях анализируется точность средних результатов.

В настоящей работе общий порядок исследования полностью сохранен. Отличие от предшествующих работ подобного рода состоит в следующем.

1. Использован значительно более обширный материал.
2. Из имеющихся сейсмических данных отобраны и приняты во внимание только наиболее точные, для которых ошибка в определении мощности коры не превосходит ± 5 км.
3. Кроме кривой корреляционной зависимости аномалий силы тяжести от мощности коры, построена аналогичная кривая для глубины залегания поверхности Мохоровичича.
4. Построение средних кривых проведено в строгом соответствии с законами математической статистики, что возможно лишь при использовании сравнимых по точности данных.
5. Сделана попытка построить средние кривые для отдельных областей, что оказалось возможным на интервале аномалий Буге выше $+200$ мгл.
6. Произведена оценка точности метода и выявлены некоторые причины большого разброса точек на графике.

Остановимся прежде всего на вопросе выбора сопоставляемых величин. Обычно производится сопоставление аномалий силы тяжести в редукции Буге с мощностью земной коры. Однако следует заметить, что

соответствие между мощностью земной коры и глубиной залегания ее нижней границы неоднозначно. Согласно принципу изостазии, отдельные блоки земной коры, находящиеся в состоянии изостатического равновесия, больше или меньше погружены в субстрат, в зависимости от своей средней плотности и от плотности подкорового вещества. Блоки, изостатически не уравновешенные, могут иметь еще более разнообразие величины «корней». Таким образом, зависимость между величиной аномалий силы тяжести, с одной стороны, и мощностью коры или глубиной залегания поверхности Мохоровичича — с другой, должны быть несколько различны. Мы попытались исследовать оба эти вида корреляционных зависимостей.

На фиг. 3 и 4 представлены графики зависимости аномалий силы тяжести в редукции Буге от мощности земной коры (фиг. 3) и глубины залегания поверхности Мохоровичича (фиг. 4). В результате отбора наиболее точных сейсмических данных количество исходных материалов оказалось значительно ограниченным. Оба графика построены по одинаковому количеству точек (365) методом статистического осреднения. В расположении точек на графиках наблюдается отчетливая закономерность. Точки концентрируются вдоль вполне определенного направления, в целом соответствующего увеличению аномалий Буге с уменьшением мощности земной коры и глубины залегания поверхности Мохоровичича.

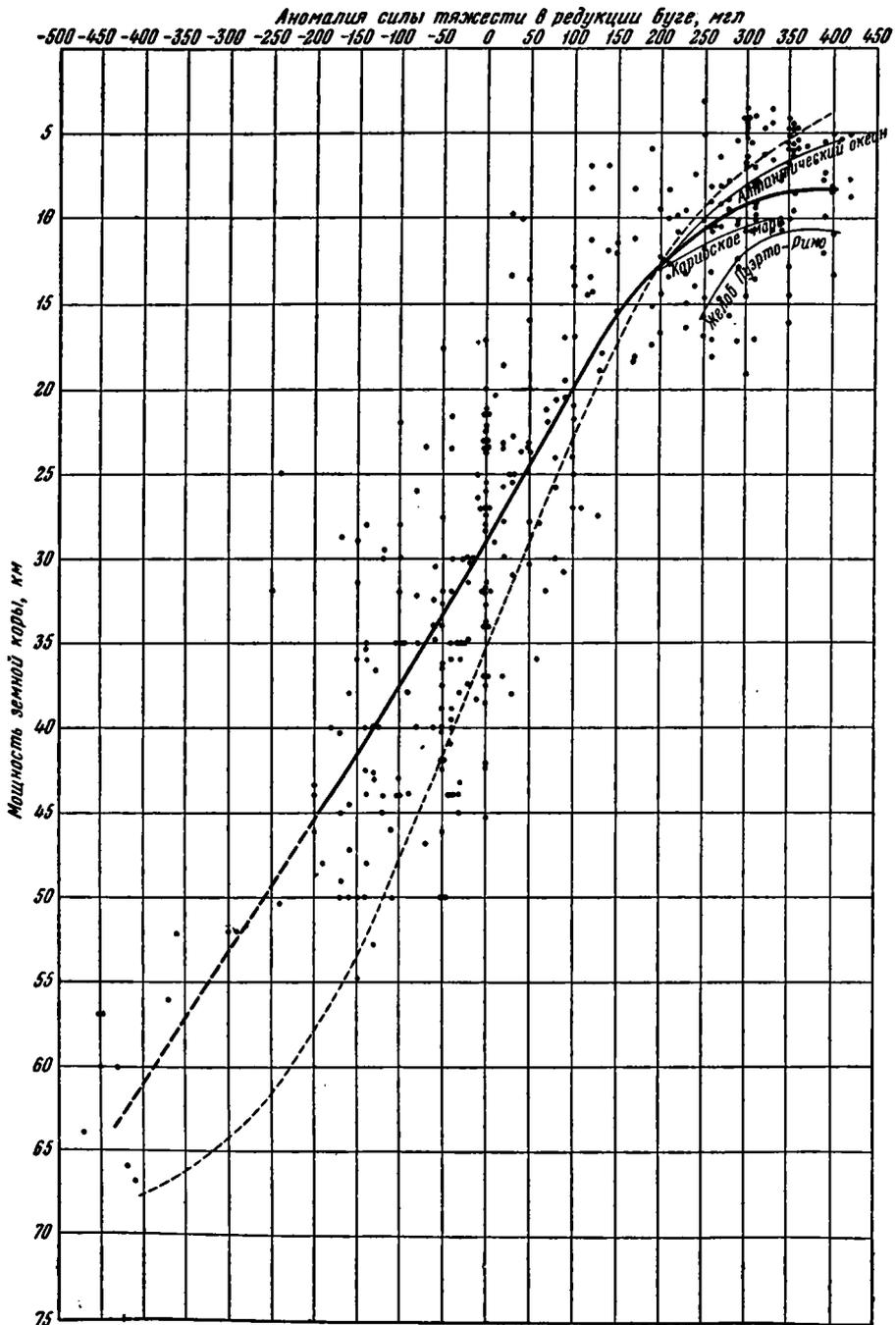
Таким образом, расположение точек на графиках свидетельствует о существовании общей корреляционной связи между указанными величинами. Следовательно, построив средние кривые, можно с какой-то степенью достоверности выявить характер этой связи. Однако при нанесении на график также и менее точных данных (с точностью ± 10 км и более), полученных по записям удаленных землетрясений и других, общая картина расположения точек на графике меняется очень существенно, особенно в интервале отрицательных аномалий силы тяжести (т. е. на континентах). При самом общем сопоставлении обнаруживается необходимость тщательного отбора исходных данных (по точности) и непригодность недостаточно точных материалов.

Поскольку использованные в работе сейсмические данные лишь сравнимы, но не равны по точности, необходимо было исключить возможность ошибки, обусловленной этим фактором. Наименьшая ошибка в определении мощности земной коры и глубины залегания поверхности Мохоровичича не ниже ± 1 км. Следовательно, результаты исследований, имеющих такую точность, должны играть решающую роль при определении средних значений, а менее точные материалы — подчиненную роль. Для выполнения этого условия при подсчете средних значений обычно используется метод «статистических весов».

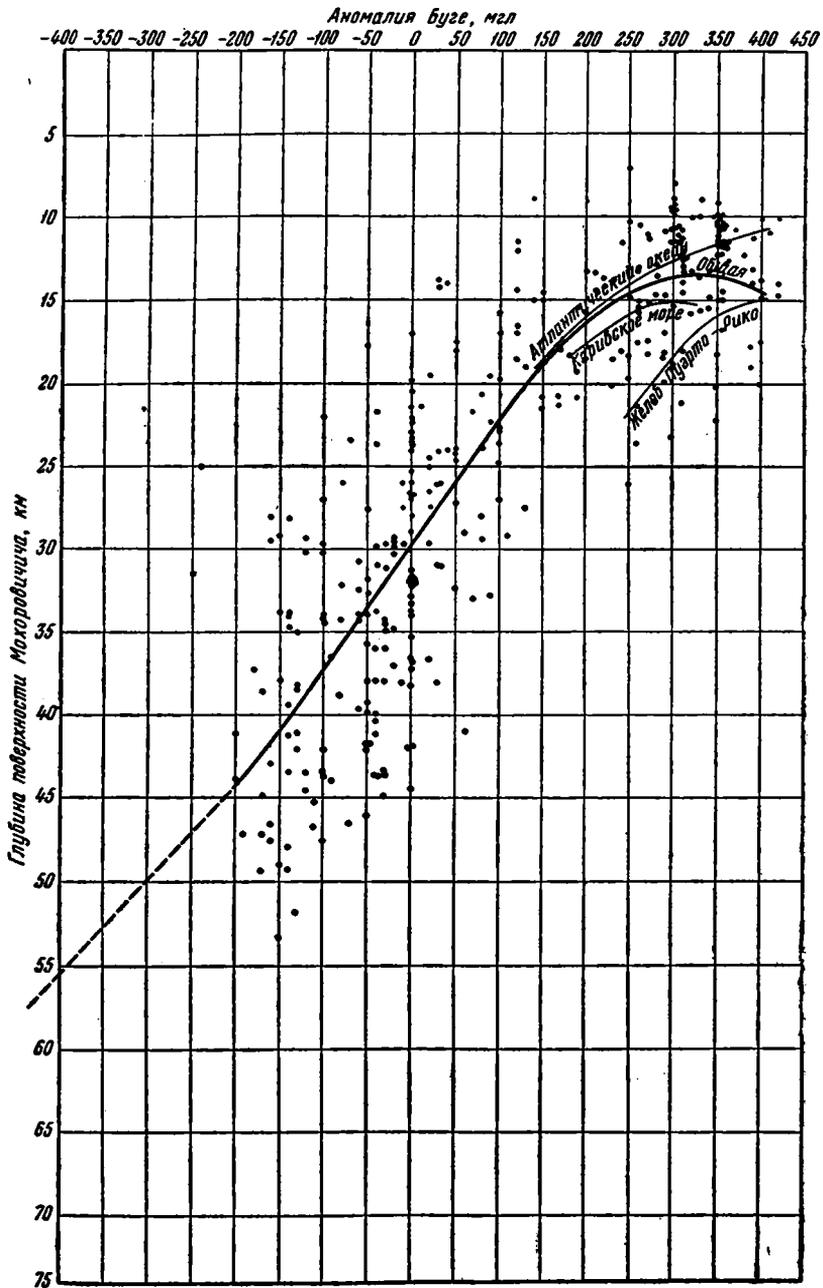
Каждому значению определенной, подвергающейся математической обработке величины приписывается тот или иной статистический вес в зависимости от точности определения данного значения. Статистические веса в расчетах являются коэффициентами при соответствующих членах. Таким образом, статистический вес, равный 1, не меняет численного значения величин и приписывается лишь наиболее надежным данным, а веса, меньше единицы, снижают абсолютное значение соответствующих величин и тем самым их роль и влияние на конечный результат подсчета.

Принимая во внимание пределы максимальных вариаций ошибок использованных материалов (от ± 1 до ± 5 км), статистические веса определялись следующим образом.

Наибольший статистический вес, равный 1, был приписан точкам, в которых мощность земной коры и глубина залегания поверхности Мохоровичича определены методами ГСЗ, КМПВ или комбинацией методов



Фиг. 3. График корреляционной зависимости аномалий силы тяжести в редукции Буге от мощности земной коры (жирная линия и ее пунктирное продолжение выражают среднюю зависимость). Коротким пунктиром показана та же зависимость, полученная Р. М. Деменичкой



Фиг. 4. График корреляционной зависимости аномалий силы тяжести в редукции Буге от глубины залегания поверхности Мохоровичича

КМПВ и МОВ по системе встречных годографов (средняя ошибка ± 1 км). Те же методы при использовании системы одиночных годографов дают значительно большую ошибку — ± 2 — ± 3 км. В этом случае соответствующим точкам приписывался вес 0,8 или 0,6. Данные, определенные с максимальной ошибкой (± 5 км), оценивались коэффициентом 0,2; в основном это были результаты исследований методами больших взрывов и слабых землетрясений. Иными словами, с увеличением ошибки на ± 1 км статистический вес снижался на 0,2. Таким образом, если ошибка превосходила ± 5 км, данные не учитывались (их статистический вес равен 0).

Иногда публикуются средние данные по более или менее протяженным профилям (см. Приложение I). В этих случаях вопрос о величине статистического веса для каждого отдельного профиля решался особо, в зависимости от его величины, географического положения и методики работ. Однако, как правило, такие данные оценивались коэффициентом 0,6 или 0,4.

Из материалов, приводимых в Приложении I, при построении кривых не были использованы результаты сейсмических наблюдений в пунктах 229, 232—237, 392, 408, 409, 422 и 423. Основанием для этого послужило следующее. Мощность земной коры в пунктах 408, 409, 422, 423 (район Юго-Восточных Карпат) определялась по записям глубоких землетрясений методом обменных волн (Josif, 1958; Radu, 1958) и оценена величиной порядка 70 км. В то же время специальные сейсмические исследования типа ГСЗ показывают, что в соседних районах мощность земной коры не превышает 25—30 км. Такое резкое погружение границы Мохоровичича (от 25—30 до 70 км на расстояние 300—400 км) не может не проявляться в характере гравитационного поля. В предгорьях Юго-Восточных Карпат должны были бы наблюдаться высокие градиенты аномалий силы тяжести и значительное увеличение отрицательных аномалий в сторону Карпатской дуги. В действительности же аномалии силы тяжести в данном районе невелики и варьируют в очень узких пределах — от 0 до —100 мгл, что дает основание сомневаться в надежности данных Иозифа и Раду.

В пунктах 229 и 392 мощность земной коры определялась по записям удаленных землетрясений (Gutenberg, 1943; Di Fillippo a. Marcelli, 1952), и полученные значения противоречат результатам более поздних исследований.

Сведения о мощности земной коры в районе хр. Сьера-Невада, опубликованные Бергом и др. (Berg a. oth., 1960; Berg a. oth., 1961), противоречивы. Согласно этим данным, мощность земной коры в пунктах 232—237 составляет примерно 72 км, а вдоль профиля 239 всего 28,8 км, хотя расстояние между областями наблюдений не превышает 1°, т. е. немногим более 100 км. Другие авторы (Bonini a. oth., 1961; Gutenberg, 1957) оценивают мощность коры в данном районе величиной 35—45 км. В гравитационном поле отсутствуют значительные градиенты аномалий силы тяжести, что также противоречит данным Берга и других исследователей.

Таким образом, есть основания считать, что ошибка в определении мощности земной коры в перечисленных исследованиях превосходит ± 5 км.

Разумеется, принятая система выбора статистических весов в какой-то мере субъективна, так как, помимо всего прочего, точность результатов в значительной степени зависит еще от качества сейсмограмм и степени их корреляции. Чтобы вполне объективно оценить данные отдельных исследований, необходимо иметь весь первичный материал и детальное описание условий и места проведения работ, но столь подробные сведения публикуются чрезвычайно редко.

Как показывают подсчеты, проведенные с учетом и без учета статистических весов, получаемые средние результаты в ряде случаев отличаются более чем на 1—2 км, т. е. ошибки выходят за пределы максимальной точности. Кроме того, нельзя не принимать во внимание того обстоятельства, что субъективность оценки в большинстве случаев не сказывается на предельных данных — наиболее и наименее точных. Для них критерий, по-видимому, достаточно определенный. Что же касается материалов с промежуточной степенью точности, то, согласно проведенным расчетам, изменение статистического веса на 0,2 и даже 0,4 почти не влияет на величину получаемого среднего значения.

Таким образом, введение статистических весов несколько уточняет результаты, а возможные ошибки в определении весов для отдельных точек существенной роли не играют. В целом можно сделать вывод, что в то время, как отбраковка данных с точностью менее ± 5 км весьма существенно влияет на получаемые результаты, введение статистических весов лишь несколько уточняет их.

Подсчет средних значений мощности земной коры и глубины залегания поверхности Мохоровичича производился для интервалов аномалий Буге в 50 мгл. Выбор величины интервала осреднения обусловлен точностью гравиметрических данных (± 25 мгл). Интервалы выбирались через каждые 10 мгл, с перекрытием на 40 мгл. В табл. 1 приведены средние значения мощности коры и глубины поверхности Мохоровичича для всех интервалов. Используемый метод осреднения подобен методу «скользящего среднего». Каждая точка на графике учитывалась в пяти интервалах осреднения. Например, точки с аномалией Буге 375 мгл входят в интервалы 1—5, точки с аномалией Буге 360 мгл — в интервалы 2—6 (табл. 1) и т. д. Средние значения для каждого интервала рассчитаны по формулам

$$\bar{H} = \frac{\sum n_i \cdot H_i}{\sum n_i} \text{ и } \bar{M} = \frac{\sum n_i \cdot M_i}{\sum n_i},$$

где H_i и M_i — значения мощности земной коры и глубины залегания поверхности Мохоровичича в отдельных точках; n_i — соответствующий статистический вес точек. Полученные средние значения для всех интервалов нанесены на графики и через них проведены средние кривые (на фиг. 3 и 4 эти кривые обозначены сплошными толстыми линиями).

Для областей с низкими аномалиями силы тяжести ($\Delta g < -200$ мгл) имеется очень мало сейсмических данных (всего 15 точек), поэтому на этом участке графика не представлялось возможным производить осреднение. Пунктирное продолжение средних кривых в область низких аномалий силы тяжести указывает предполагаемый ход изменения, но не является результатом подсчета.

Поскольку весь использованный материал путем введения статистических весов приведен к единой точности, можно считать, что каждая точка средних кривых имеет ошибку, равную наименьшей ошибке исходных данных, т. е. ± 1 км. Правильнее было бы поэтому строить на графиках не кривые, а области шириной 2 км в принятом вертикальном масштабе.

Такого построения не произведено лишь для сохранения наибольшей четкости графиков.

Таким образом, при построении кривых корреляционной зависимости аномалий силы тяжести в редукции Буге от мощности земной коры и глубины залегания поверхности Мохоровичича неточность сейсмических данных учитывалась при помощи статистических весов, а гравиметрических — путем осреднения по интервалам, равным полной ошибке.

При осреднении данных не по оси абсцисс, а по ординатам, т. е. при нахождении среднего значения аномалии, при заданной величине мощности земной коры или глубины залегания поверхности Мохоровичича, были получены менее определенные результаты. Кривая, найденная таким способом, имеет неправильный вид ломаной линии и характеризуется в левой части графика (т. е. при больших мощностях коры и отрицательных аномалиях Буге) большей крутизной, чем изображенная на фиг. 3 и 4. Последнее обстоятельство скорее всего связано со слабой сейсмической изменчивостью горных областей.

Таблица 1

Средние значения мощности земной коры и глубины залегания поверхности Мохоровичича

Интервал значений аномалий Буге	Мощность коры, км	Глубина поверхности Мохоровичича, км	Интервал значений аномалий Буге	Мощность коры, км	Глубина поверхности Мохоровичича, км	Интервал значений аномалий Буге	Мощность коры, км	Глубина поверхности Мохоровичича, км
420—370	8,2	14,4	220—170	12,6	16,5	20—30	24,6	24,7
410—360	8,3	14,3	210—160	13,4	17,1	10—40	30,1	30,2
400—350	9,3	16,3	200—150	14,2	17,9	0—50	31,1	31,3
390—340	7,9	13,5	190—140	15,2	19,4	—10—60	34,9	35,0
380—330	8,6	13,6	180—130	14,4	18,1	—20—70	35,1	35,1
370—320	8,3	13,5	170—120	15,9	19,1	—30—80	35,7	35,8
360—310	8,4	13,5	160—110	14,8	17,9	—40—90	35,6	35,7
350—300	8,4	13,1	150—100	15,9	18,9	—50—100	37,4	37,1
340—290	8,7	12,8	140—90	18,1	20,0	—60—110	36,2	35,6
330—280	8,8	13,2	130—80	19,5	21,5	—70—120	37,8	37,1
320—270	9,0	13,5	120—70	19,9	21,7	—80—130	37,5	36,9
310—260	9,2	13,5	110—60	22,2	23,5	—90—140	38,7	37,7
300—250	9,8	14,2	100—50	22,5	23,4	—100—150	38,6	38,1
290—240	11,1	15,6	90—40	23,7	25,0	—110—160	39,5	39,4
280—230	10,9	15,4	80—30	23,7	24,9	—120—170	40,4	39,4
270—220	11,5	15,8	70—20	23,9	25,3	—130—180	41,1	40,2
260—210	11,8	15,8	60—10	24,8	26,1	—140—190	41,4	40,5
250—200	11,4	15,5	50—0	24,5	25,6	—150—200	42,4	41,5
240—190	12,2	15,8	40—10	28,4	28,8	—160—210	43,3	42,3
230—180	12,6	16,4	30—20	28,9	29,1	—170—220	43,6	42,5

Характер полученных средних кривых корреляционной зависимости аномалий Буге от мощности земной коры (фиг. 3) и глубины залегания поверхности Мохоровичича (фиг. 4) в целом подобен.

На обеих кривых имеется примерно прямолинейный участок в интервале значений аномалий Буге от -200 до $+200$ мгл. Близ нулевого значения поля силы тяжести намечается перегиб (см. табл. 1), однако на графиках в этой области проведены сглаженные кривые, поскольку можно предполагать, что причина перегиба — недостаточное количество исходных данных. Тем не менее не исключена возможность того, что с увеличением числа исследований перегиб кривых близ нулевого значения аномалий Буге подтвердится.

Возвращаясь вновь к анализу кривых, следует отметить, что в интервале аномалий Буге от $+200$ до $+350$ мгл характер корреляционной зависимости заметно меняется — нарушается линейность и зависимость выражается кривыми второго (или выше) порядка. При этом угол наклона кривых по отношению к оси абсцисс уменьшается, т. е. по сравнению с линейными участками кривых относительное увеличение ано-

малый силы тяжести происходит быстрее, нежели утонение коры и подъем границы Мохоровичича.

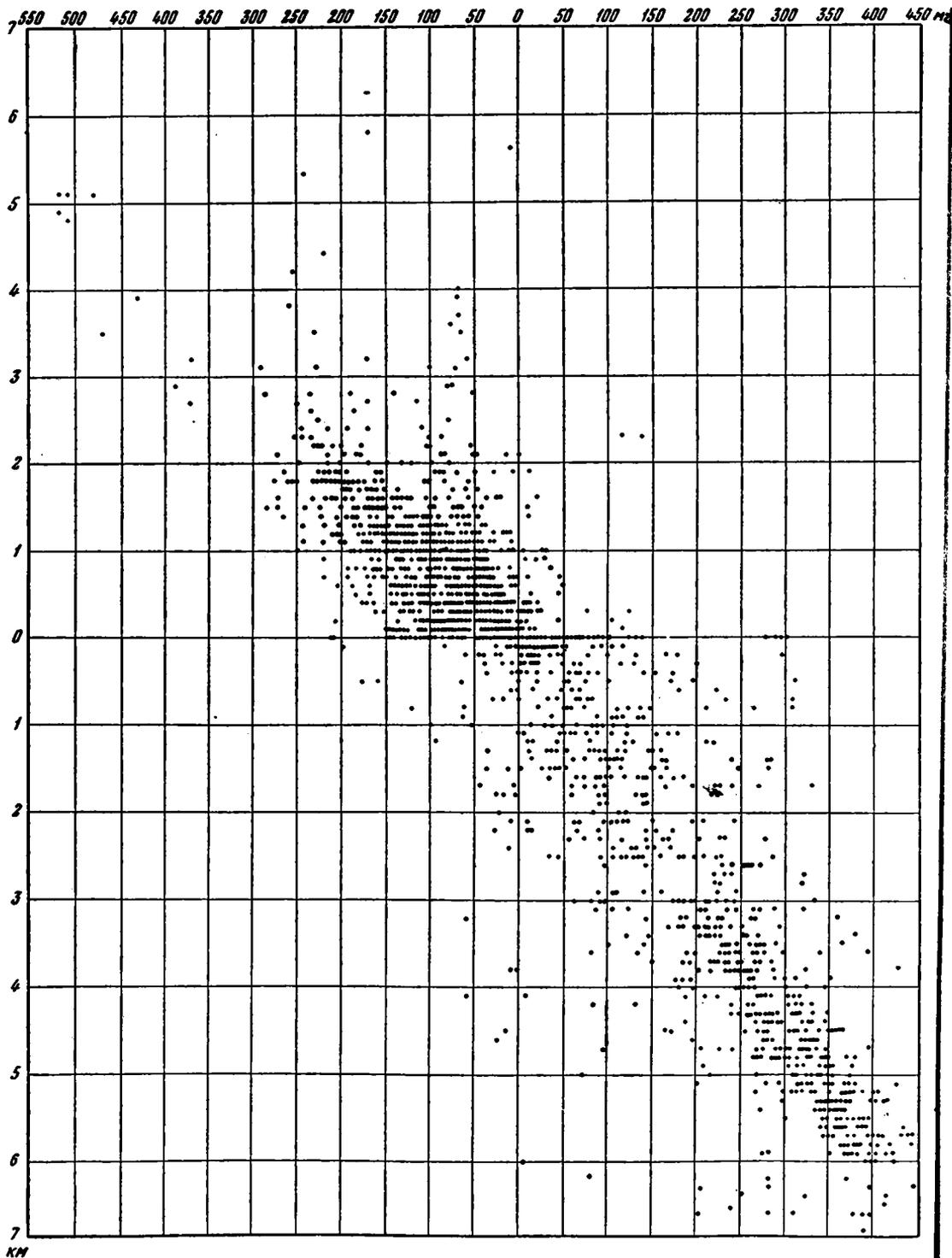
Начиная с $+350$ мгл, с повышением аномалий Буге нарушается подобие кривых. Кривая зависимости аномалий Буге от мощности земной коры после перегиба приобретает линейность, но уже в направлении, параллельном оси абсцисс. Иными словами, средняя мощность коры имеет некоторый предел, равный, согласно графику, 8 км (см. фиг. 3). Увеличение аномалий силы тяжести, наблюдаемое при постоянном значении мощности коры, может быть связано с повышением плотности вещества земной коры или плотности подкорового субстрата. В отличие от рассмотренной кривой, на кривой зависимости аномалий Буге от глубины залегания поверхности Мохоровичича отчетливо выявляется максимум с вершиной около $+350$ мгл и далее — относительный спад. Таким образом, граница раздела Мохоровичича ближе всего подходит к уровню Мирового океана, в среднем при значении аномалий Буге порядка $+350$ мгл и вновь погружается с увеличением аномального поля силы тяжести. Из сопоставления обеих кривых следует, что это погружение поверхности Мохоровичича в области высоких значений аномалий Буге связано, по-видимому, не с утолщением земной коры (так как ее значение остается постоянным), а с увеличением глубины Мирового океана. Подобный вывод подтверждается графиком зависимости между аномалиями Буге и высотой поверхности Земли (фиг. 5). Как видно на графике, по расположению точек в целом можно сделать вывод о существовании прямой зависимости между аномалиями Буге и относительным превышением пунктов измерений над уровнем моря. Эта общая закономерность сохраняется и в области высоких аномалий силы тяжести.

Нулевому значению аномального поля силы тяжести соответствует в среднем мощность земной коры и глубина залегания поверхности Мохоровичича $29—30$ км. Для сравнения на графике (см. фиг. 3) мелким пунктиром приведена кривая зависимости аномалий Буге от мощности коры из книги Р. М. Деменицкой (1961, стр. 41). Эта кривая в общем довольно близка к кривой, выведенной в нашей работе, однако аналитическое выражение обеих кривых существенно различно и определяется в первую очередь разным углом наклона кривых к оси абсцисс.

Обе кривые пересекаются при значении аномалий Буге $+200$ мгл. В области нулевого значения аномалий расхождение между ними составляет 5 км по вертикальной шкале (или $14—15\%$) и увеличивается до 15 км (21%) при величине аномалий $—200$ мгл. Участки кривой, построенной Р. М. Деменицкой, соответствующие аномалиям Буге меньше $—200$ мгл, вызывают серьезные сомнения, поскольку, как уже указывалось, в этом интервале аномалий очень мало достоверных данных о мощности земной коры и проводить среднюю кривую не представляется возможным. Весьма вероятно, что продолжение кривой в область низких аномалий должно иметь линейный вид (крупный пунктир на фиг. 3). Имеющиеся данные не дают оснований предполагать, что произойдет существенное изменение характера кривой на данном участке.

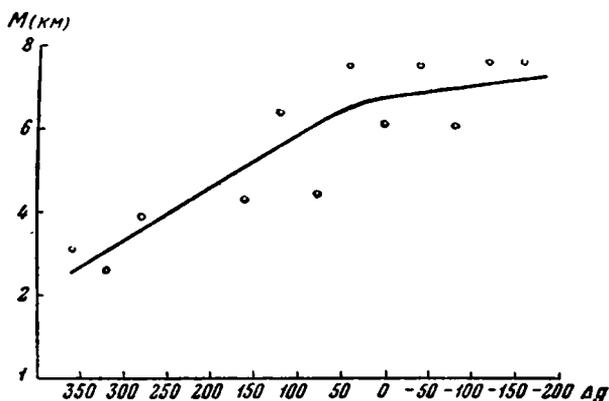
Наблюдаемые расхождения при сопоставлении кривых можно отнести прежде всего за счет различного количества использованных данных. Не менее важным фактором может быть принцип отбора исходного материала в зависимости от его точности. Если Р. М. Деменицкая использовала для построения кривой зависимости аномалий Буге от мощности коры 300 определений самой различной точности¹, то в нашей работе учитывались только сейсмические определения толщины земной коры с

¹ В Приложении — «Справочнике», приводимом в работе Р. М. Деменицкой (1961), из 300 данных около 100 определены по записям удаленных землетрясений и лишь менее 200 — специальными сейсмическими исследованиями.



Фиг. 5. График корреляционной зависимости аномалий силы тяжести в редукции Буге от высоты уровня рельефа

ошибкой не более ± 5 км, а количество их достигло 365. Отсюда следует, что корреляционные зависимости между полем силы тяжести и мощностью коры (или глубиной поверхности Мохоровичича), обнаруживаемые графическим методом, можно рассматривать лишь как самое первое приближение, справедливое для данного этапа изученности. Характер этих зависимостей в целом отражает реально существующие связи между указанными величинами, но в деталях зависит от уровня научных знаний. С увеличением количества данных кривые, построенные в настоящей работе, вероятно также подвергнутся значительным изменениям. Поэтому принципиально неверно выражать выведенные закономерности математически, т. е. придавать им вид математических законов.



Фиг. 6. График средних квадратичных ошибок (ΔM) для кривой корреляционной зависимости аномалий силы тяжести в редукции Буге от глубины залегания поверхности Мохоровичича

Попытаемся далее оценить точность полученных результатов. Как видно на графиках (фиг. 3 и 4), разброс точек относительно средних значений велик как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях. Максимальные отклонения по оси абсцисс в интервале средних значений аномалий силы тяжести (линейные участки кривых) достигают 450 мг/г, по оси ординат — 20 км и более. При определении разброса с учетом статистических весов отдельных точек эти величины уменьшаются незначительно (до 350 мг/г и 17 км). Следовательно, причины разброса кроются главным образом не в различной точности использованных данных, а зависят от реально существующих факторов, выяснить которые мы попытаемся ниже.

Средние квадратичные ошибки, подсчитанные с учетом статистических весов исходных данных для глубины залегания поверхности Мохоровичича, варьируют в пределах от 2,6 км (в области высоких положительных значений аномалий силы тяжести) до 7,2 км (в области отрицательных аномалий).

На фиг. 6 приведена кривая средних квадратичных ошибок в определении глубины залегания поверхности Мохоровичича, как функция аномалий Буге.

Согласно графику, средние квадратичные ошибки резко возрастают с уменьшением величины положительных аномалий силы тяжести и затем остаются приблизительно постоянными в области отрицательных аномалий. Аналогичная картина наблюдается на кривой средних квадратичных ошибок для мощности земной коры.

Таким образом, в океанических областях земного шара средняя квадратичная ошибка составляет 35—40% от средней мощности коры, в континентальных — от 20% и менее.

Столь большая величина отклонений, которая хорошо видна по степени разброса точек на фиг. 3 и 4, сильно ограничивает возможности использования корреляционных кривых для определения мощности коры и глубины залегания поверхности Мохоровичича в отдельных точках на земной поверхности по известным аномалиям силы тяжести. Обе кривые отражают лишь некоторые общие закономерности связи аномального гравитационного поля с мощностью коры и глубиной залегания поверхности Мохоровичича, справедливые для земного шара в целом.

Естественно поставить вопрос — зависят ли эти общие закономерности от тектонических условий и сохраняются ли они для отдельных, различных в орографическом отношении областей. Для решения его была предпринята попытка построить аналогичные кривые для разных структурных элементов земной коры. Это оказалось возможным сделать только для северо-западной части Атлантического океана, Карибского моря и глубоководного желоба Пуэрто-Рико, где имеется наибольшее количество сейсмических данных. На фиг. 3 и 4 полученные кривые показаны тонкими линиями.

В результате проведенного построения общая средняя кривая в интервале высоких положительных аномалий силы тяжести разделилась на три отдельные ветви. Ветвь, соответствующая северо-западной части Атлантического океана, проходит на графике выше общей кривой, ветви Карибского моря и желоба Пуэрто-Рико — ниже. Все три ветви отличаются друг от друга не только по абсолютным значениям, но и по характеру. Наличие трех различных ветвей кривых зависимости аномалий Буге от мощности коры и глубины поверхности Мохоровичича объясняет большую величину разброса точек относительно общих средних кривых. Анализ распределения точек на графиках показывает, что почти все точки, лежащие ниже средней кривой, относятся к Карибскому морю и желобу Пуэрто-Рико, а лежащие выше — к Атлантическому океану. Есть все основания предполагать, что и на остальных участках общих кривых разброс точек обусловлен разным характером зависимости аномалий Буге от мощности коры и глубины поверхности Мохоровичича в различных районах, отличающихся по строению земной коры и высоте ее поверхности.

Возвращаясь к кривой средних квадратичных ошибок, можно отметить еще один интересный факт. Как было указано, относительная величина средней квадратичной ошибки при мощности коры и глубине залегания поверхности Мохоровичича более 30 км составляет всего 20% и меньше, а не 50%, как в океанических областях со сравнительно тонкой корой. Но отсюда следует, что при постоянном гравитационном поле земная кора в континентальных областях значительно более однородна по мощности, нежели в областях океанических. Таким образом, если бы удалось разделить общие кривые на отдельные ветви, соответствующие разным структурным элементам на всем интервале изменений аномалий Буге, то в области континентов эти ветви были бы более близки друг другу по характеру и абсолютным значениям, нежели на океанических участках.

Последнее соображение, как мы увидим в дальнейшем, имеет важное значение и находит косвенное подтверждение в имеющихся фактических данных.

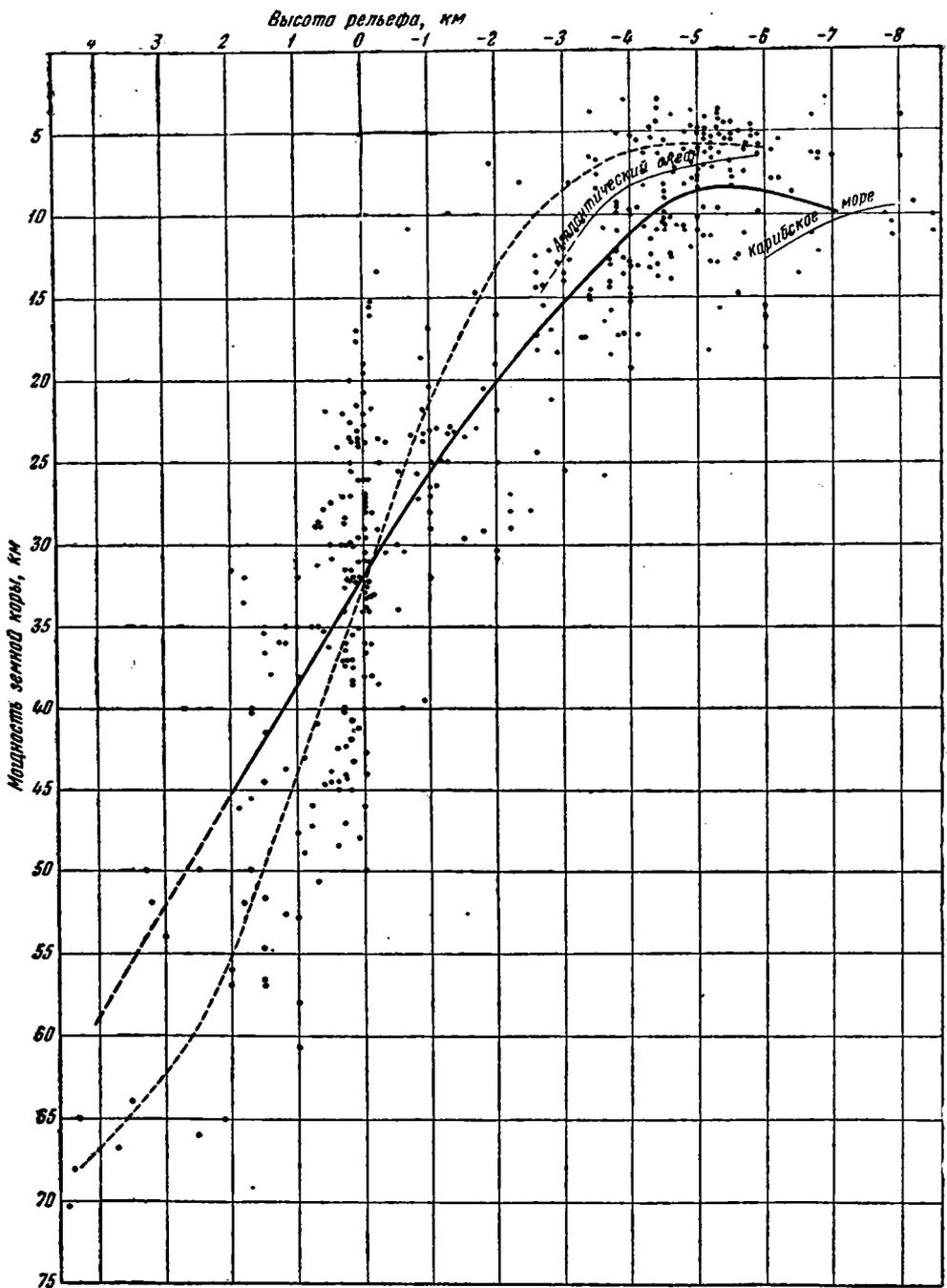
Высота рельефа отдельных участков земной поверхности тесно связана с изостазией. Согласно принципу изостазии (по Эри), справедливому для земного шара в целом, участки земной коры с большими или меньшими превышениями рельефа над уровнем моря должны иметь со-

ответствующей величины «корни», т. е. предполагается непосредственная связь высоты рельефа с мощностью земной коры или глубиной залегания поверхности Мохоровичича. Как показывает ряд исследований (Люстих, 1947, 1957, и др.), для большинства областей земного шара изостатические аномалии в среднем действительно равны нулю. Они сильно отличаются от нуля, как правило, только в зонах молодой складчатости. Таким образом, если бы характеристики плотности земной коры и мантии были бы одинаковы для всей территории земного шара, средняя высота рельефа почти повсеместно могла бы служить точным показателем мощности коры. В действительности картина усложняется вследствие существующей неоднородности плотности вещества. Однако некоторая общая закономерность связи между высотой рельефа и мощностью земной коры, несомненно, существует и уже исследовалась рядом авторов. Построенный в настоящей работе график зависимости между высотой рельефа и мощностью земной коры опирается на большее количество данных (фиг. 7), чем в работах предыдущих исследователей. Принцип построения графика тот же, что и для графика корреляционной связи аномалий Буге с мощностью земной коры и глубиной залегания поверхности Мохоровичича. В зависимости от точности сейсмических данных каждой точке приписан определенный статистический вес, осреднение проведено по рельефу в интервалах 1 км, через каждые 0,2 км. Выбор величины интервала осреднения был обусловлен минимальной точностью определения высоты рельефа (в тех случаях, когда величины абсолютных превышений пунктов исследования над уровнем моря не были приведены в источниках и определялись по карте).

Расположение точек на графике указывает в целом на утонение коры от областей, приподнятых над уровнем моря (превышение положительно), к областям погруженным (превышение отрицательно). Однако разброс точек относительно средней кривой (сплошная толстая линия) очень велик. Достаточно обратить внимание, например, на участок кривой, соответствующий глубоким частям Мирового океана, — с глубинами дна от трех и более километров. Видно, что при глубине океана 4 км и средней мощности коры около 11 км максимальный разброс достигает 7—8 км, при глубине от 5 до 6 км величина разброса достигает 5—10 км и т. д. Особенно показателен в этом отношении участок кривой близ нулевого значения высоты рельефа, т. е. для участков земной поверхности, расположенных на уровне Мирового океана. Среднее значение мощности коры в этих районах, согласно проведенному построению, около 32 км. В то же время сейсмическими исследованиями в отдельных пунктах установлена мощность коры от 15 до 50 км и более. Учитывая достоверность данных, нижний предел нужно несколько уменьшить, но тем не менее максимальная величина разброса остается в пределах 15—20 км.

Исследуя географическое положение отдельных точек, можно установить, что при нулевой высоте рельефа наиболее тонкая кора характерна для мелководных океанических участков (с глубинами менее 500 м) близ небольших островов, обычно вулканического происхождения.

Ближе всего к средним значениям кора прибрежных низменностей и шельфовых зон. Континентальные низменные участки, расположенные в непосредственной близости от высоких складчатых сооружений, отличаются повышенными значениями толщины коры. По-видимому, указанные особенности в мощности земной коры отдельных районов, отличающихся своим положением в общем структурном плане поверхности Земли, нельзя считать случайными. Но в таком случае интересно было бы исследовать связь мощности земной коры с высотой ее поверхности для различных структурных элементов и их комплексов. К сожалению,



Фиг. 7. График корреляционной зависимости между мощностью земной коры и высотой рельефа. Пунктиром показана та же зависимость, по Р. М. Деменичкой

в настоящее время решение этой задачи невозможно вследствие чрезвычайной малочисленности точных сейсмических данных. Лишь для очень немногих участков земной коры удастся выявить такую зависимость. На фиг. 7 тонкими линиями проведены кривые связи мощности коры с высотой поверхности рельефа для северо-западной части Атлантического океана (выше средней кривой) и Карибского моря.

Мелким пунктиром на этом же графике показана корреляционная кривая зависимости мощности земной коры от рельефа, построенная Р. М. Деменицкой (1961, стр. 47).

При рассмотрении графика на фиг. 7 видно, что намечающаяся средняя закономерность связи между мощностью земной коры и высотой рельефа только в самых общих чертах отражает реально существующие условия, поскольку характер связи, вероятно, различен для отдельных районов. Следовательно, использовать построенную среднюю кривую для определения по ней мощности земной коры в том или ином пункте земного шара на основании известной высоты рельефа было бы принципиально неверно. Тем не менее зависимость между мощностью коры и высотой рельефа, так же как зависимость между мощностью коры и аномалиями силы тяжести, может быть использована для получения некоторых общих выводов о существовании различных типов земной коры и расположении их на территории земного шара. Этот вопрос рассматривается в главе 4.

МЕТОД АНАЛИЗА РЯДОВ СКОРОСТНЫХ КОЛОНОК

Для всех пунктов сейсмических исследований строения земной коры вплоть до границы Мохоровичича были построены скоростные колонки структуры коры. На колонках в определенном вертикальном масштабе отложены значения мощности отдельных слоев, указаны границы раздела между ними и скорости продольных сейсмических волн в каждом слое (для слоя воды принята скорость распространения продольных сейсмических волн $1,5 \text{ км/сек}$).

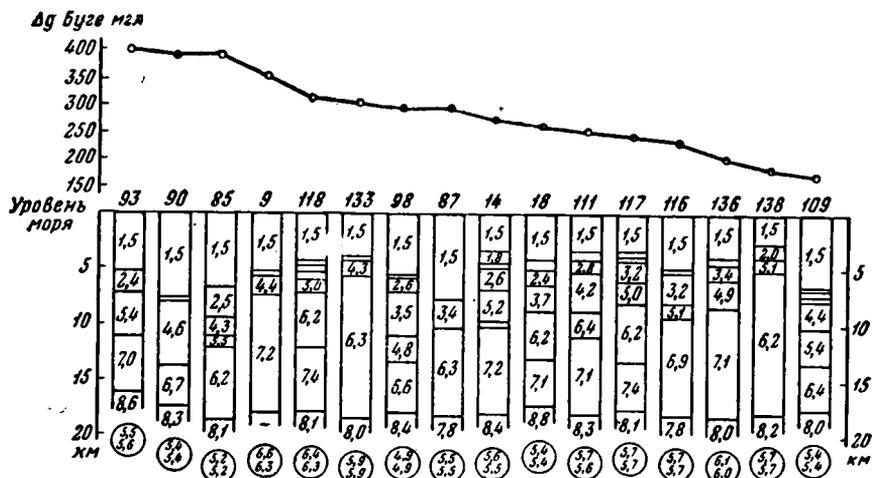
Были отобраны колонки, соответствующие тем пунктам земного шара, в которых известно значение поля силы тяжести. Таких колонок оказалось 365. Для каждой из этих колонок подсчитана средняя скорость продольных сейсмических волн до границы Мохоровичича.

Далее колонки с известным значением аномалии силы тяжести располагались в ряды двух типов. Первый тип рядов составляли колонки земной коры с одинаковой (в пределах ошибки) глубиной залегания поверхности Мохоровичича (значение силы тяжести может быть различно). В качестве примера приведены такие ряды для глубины поверхности Мохоровичича: $11,5 \pm 1,0 \text{ км}$, $18,0 \pm 1,0 \text{ км}$, $23,5 \pm 1 \text{ км}$, $29,0 \pm 1 \text{ км}$ и $34,0 \pm 1,0 \text{ км}$ (фиг. 8—12).

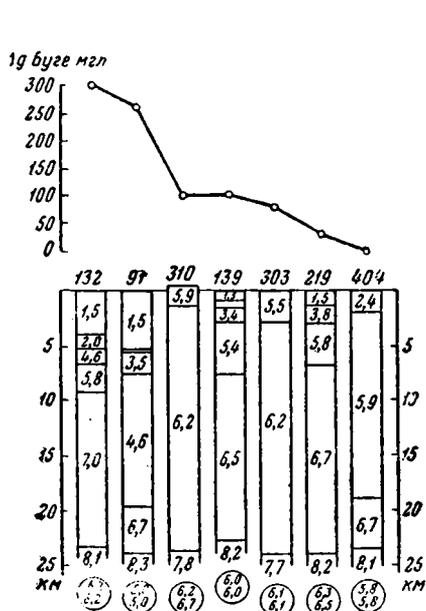
Сопоставление проводилось по величине гравитационных аномалий и средней плотности земной коры.

Второй тип рядов — колонки, для которых одинакова аномалия силы тяжести в редукции Буге. В этом случае в пределах одного ряда колонки, как правило, существенно различаются по глубине залегания поверхности Мохоровичича и средним скоростям продольных сейсмических волн. Для сопоставления колонок внутри второго типа рядов каждая колонка продлена до уровня наиболее глубокого в данном ряду положения границы Мохоровичича и, кроме определения средней скорости в земной коре, подсчитана средняя скоростная характеристика до этого уровня. Эта характеристика приводится в кружках под каждой колонкой.

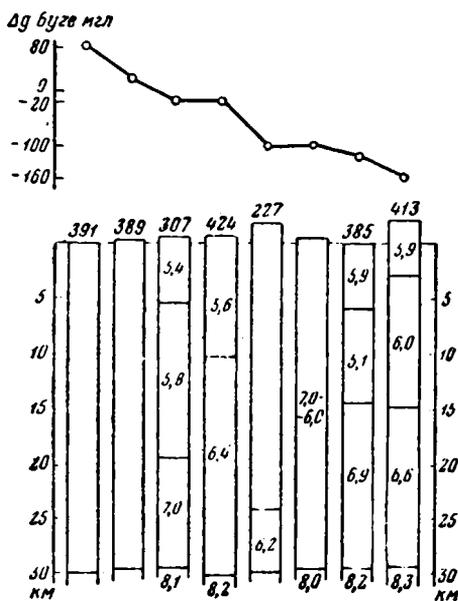
В качестве основного допущения было принято, что между скоростью продольных сейсмических волн и плотностью горных пород, которыми



Фиг. 9. Ряд скоростных колонок строения земной коры при глубине залегания поверхности Мохоровичича $18,0 \pm 1,0$ км от уровня моря



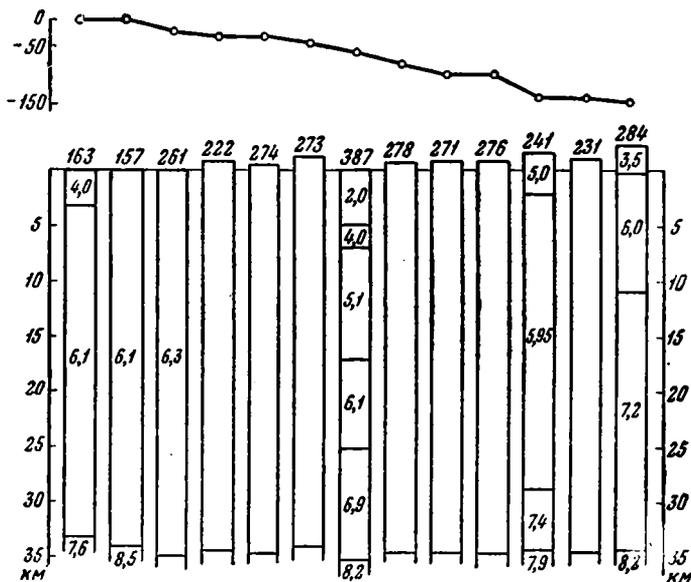
Фиг. 10. Ряд скоростных колонок строения земной коры при глубине залегания поверхности Мохоровичича $23,5 \pm 1,0$ км от уровня моря



Фиг. 11. Ряд скоростных колонок строения земной коры при глубине залегания поверхности Мохоровичича $29,0 \pm 1,0$ км от уровня моря

для каждой колонки, имеют одинаковую величину ошибки, а поэтому могут быть использованы для сравнения.

Основной задачей при проведении анализа колонок было выяснение возможных причин большого разброса точек на графиках зависимости аномалий силы тяжести от мощности земной коры и глубины залегания поверхности Мохоровичича (см. фиг. 3, 4), а также объяснение существенных различий этих зависимостей в отдельных областях земного шара.



Фиг. 12. Ряд скоростных колонок строения земной коры при глубине залегания поверхности Мохоровичича $34,0 \pm 1,0$ км от уровня моря

Такие различия выражаются, например, в разделении кривых в области высоких аномалий силы тяжести на ветви Атлантического океана, Карибского моря и жёлоба Пуэрто-Рико.

Рассмотрим в первую очередь ряды скоростных колонок с одинаковой глубиной залегания поверхности Мохоровичича.

Если бы аномалии силы тяжести на поверхности Земли определялись в основном строением земной коры и глубиной залегания поверхности Мохоровичича, то следовало бы ожидать, что: 1) при равных глубинах поверхности Мохоровичича и равных средних плотностях земной коры в отдельных точках земного шара должны были бы наблюдаться одинаковые аномалии силы тяжести; 2) повышенная плотность вещества земной коры должна была бы вызывать увеличение значения аномалий силы тяжести.

В действительности подобные закономерности наблюдаются далеко не всегда.

На фиг. 8 приведен ряд скоростных колонок земной коры при глубине залегания поверхности Мохоровичича $11,5 \pm 1,0$ км от уровня моря.

В кружках обозначены значения средних скоростей продольных сейсмических волн, подсчитанные до истинной¹ глубины поверхности Мохор-

¹ Под «истинной» глубиной имеется в виду глубина поверхности Мохоровичича, определенная по сейсмическим данным, как она фигурирует в таблицах Приложения I

ровичича (верхняя цифра) и до среднего уровня — 11,5 км (нижняя цифра). Как можно видеть, оба значения средних скоростей различаются не более, чем на 0,2 км/сек (за исключением точки 28, где это различие составляет 0,3 км/сек).

Эта величина была принята в качестве критерия точности. Средние скорости для отдельных колонок считались равными в пределах ошибки $\pm 0,2$ км/сек.

Скоростные колонки расположены по порядку убывания величин аномалий силы тяжести. Последние изображены в верхней части чертежа и, как видно на фиг. 8, изменяются в пределах от 410 до 240 мгл, т. е. на величину 170 мгл, в несколько раз превосходящую значение ошибки (± 25 мгл).

По абсолютной величине аномалий силы тяжести все представленные на фиг. 8 колонки могут быть разделены на 3 группы: с 7 по 35, для которых аномалии Буге имеют значение 375 ± 25 мгл; 10—28 со значением аномалий 310 и 300 мгл и 103—221 — с минимальным гравитационным полем.

В первой группе колонок величина средней скорости¹ варьирует в пределах от 5,3 км/сек (56) до 6,0 км/сек (59). Эти крайние значения отличаются на 0,7 км/сек, т. е. на величину, почти вдвое большую суммарной ошибки. Таким образом, при равной величине аномалий силы тяжести в пунктах 56 и 59 средняя скорость продольных сейсмических волн, а соответственно и средняя плотность коры существенно различны. В этом случае одинаковое значение гравитационных аномалий может быть объяснено, если предположить, что под корой, в мантии Земли, по крайней мере в верхних слоях плотность неоднородна в горизонтальном направлении. Под пунктом 56 предполагаются относительно более плотные массы вещества мантии, под пунктом 59 — относительно менее плотные.

Аналогичные результаты получаются при сопоставлении колонки 59 и 82, 35, 61.

В целом можно сделать вывод, что плотность вещества мантии убывает от пункта к пункту в следующем порядке: 59; 7; 44; 45; 50; 46; 4; 40; 61; 35; 82; 56 (по номерам колонок).

Рассматривая далее данные о скорости продольных сейсмических волн в верхнем слое мантии, мы обнаруживаем, что наибольшая величина скорости (8,5 км/сек) близ границы Мохоровичича наблюдается в пункте 59, тогда как в пунктах 56, 82, 35, 61 и других имеют место меньшие скорости.

Таким образом, в верхнем слое мантии распределение скоростей продольных волн обратное тому, что следовало бы ожидать на основании проведенного сопоставления. Следовательно, остается предположить увеличение плотности мантии под пунктами 82, 59, 61, 35 и другими на больших глубинах, а не непосредственно под корой.

Во второй группе колонок средняя скорость по сравнению с первой группой в целом ниже, как это и следовало ожидать ввиду более низких значений аномалий силы тяжести. Однако и внутри этой группы имеются значительные различия в средних скоростях продольных сейсмических волн.

Если сравнивать все колонки второй группы с колонкой 105 (средняя скорость 5,8 км/сек), то наибольшие различия обнаруживаются при сравнении с колонкой 2 (средняя скорость 4,7 км/сек). Таким образом в пункте 105 вещество мантии должно характеризоваться относительно пониженной плотностью, в пункте 2 — повышенной; такое соот-

¹ При сопоставлениях используются средние скорости, подсчитанные до общего уровня 11,5 км.

ношение плотностей, видимо, прослеживается на некоторых глубинах, так как в верхнем слое, близ поверхности Мохоровичича, картина обратная. В остальных пунктах наблюдений плотность вещества мантии имеет некоторые средние значения, убывающие в следующей последовательности: 34, 167, 10, 28.

Из оставшихся колонок рассматриваемого ряда высокое значение средних скоростей продольных волн (6,1 км/сек) имеют 103 и 221 при относительно самых низких аномалиях силы тяжести (270 и 240 мгл). Сравнивая эти колонки с колонками 7 и 59 в левой части чертежа (аномалии силы тяжести 410 и 360 мгл), мы приходим к выводу, что разницу в значениях аномалий силы тяжести порядка 100—120 мгл следует отнести за счет влияния мантии, т. е. более чем на 25% аномалия силы тяжести в пунктах 7 и 59 создается воздействием относительно более плотных масс вещества мантии. В данном случае неясно, располагаются ли различные по плотности массы непосредственно под подошвой коры или несколько глубже, так как различия в скоростях продольных волн близ поверхности Мохоровичича не выходят за пределы возможных ошибок.

На фиг. 9 изображен ряд скоростных колонок, для которых глубина залегания поверхности Мохоровичича равна $18,0 \pm 1,0$ км. Вариации средних скоростей для колонок этого ряда — от 4,9 км/сек (98) до 6,4 км/сек (118), по величине аномалий силы тяжести в редукции Буге все колонки также разделяются на отдельные группы. Сопоставляя колонки 93, 90 и 85 с колонками 9 и 118, приходим к выводу, что повышенное значение аномалий силы тяжести в первых трех пунктах должно создаваться большей плотностью вещества мантии, поскольку средние скорости в коре (и соответственно плотности) здесь ниже, чем в пунктах 9 и 118. Обратим внимание, что в точке 93 относительно высокая плотность мантии отмечается непосредственно сейсмическими исследованиями. Скорость продольных волн близ границы Мохоровичича здесь составляет 8,6 км/сек вместо обычного значения $8,0 \pm 0,2$ км/сек. Несколько повышена скорость продольных сейсмических волн в мантии и под пунктом 90 (8,3 км/сек).

Колонке 98 соответствует относительно высокое значение аномалий силы тяжести (290 мгл) при наименьшей из всего ряда скорости продольных волн (4,9 км/сек). В мантии близ границы Мохоровичича величина скорости 8,4 км/сек. По-видимому, под этим пунктом плотность вещества мантии также сравнительно высока.

Для колонок 93, 90, 87, 14, 18, 111, 117, 116, 138 и 109 величины средних скоростей продольных волн в коре одинаковы в пределах ошибки. В то же время значения аномалий силы тяжести в этих пунктах различаются весьма значительно — от 400 мгл (93) до 170 мгл (109). Таким образом, за счет влияния повышенной плотности вещества мантии приходится отнести более половины величины аномального поля силы тяжести в пункте 93—230 мгл, в пункте 90—220 мгл (почти 60%), в пункте 87—120 мгл (более 40%) и т. д. Аналогичная картина выявляется при сравнении колонок 133 и 136. При равном значении средних скоростей продольных сейсмических волн в коре аномалии силы тяжести различаются на 100 мгл, что нельзя объяснить иначе как разницей в плотности вещества мантии под этими пунктами. Интересно, что непосредственно под границей Мохоровичича скорость продольных волн в обоих пунктах одинакова (8,0 км/сек), и, следовательно, более плотные массы мантии залегают под пунктами 133 на больших глубинах. Располагая колонки по убыванию плотности вещества мантии путем качественного сопоставления, получаем следующий ряд: 85, 90, 93, 98, 87, 111, 18, 117, 14, 116, 9, 109, 133, 118, 138, 136. Возможно, конечно, что при проведении точных количественных расчетов порядок колонок не-

сколько изменится, однако эти изменения вряд ли могут быть существенными. Если далее рассмотреть географическое положение перечисленных пунктов исследований, то выясняется интересная подробность. Первые точки (с 85 по 87) относятся к району желоба Пуэрто-Рико, а следующие — к Венесуэльской впадине Карибского моря (111, 117, 116).

Наиболее контрастными значениями аномалий силы тяжести характеризуются два следующих ряда с глубиной залегания поверхности Мохоровичича $23,5 \pm 1,0$ км (см. фиг. 10) и $29,0 \pm 1,0$ км (см. фиг. 11). В первом из этих рядов крайнее значение аномалий Буге 300 и 0 мгл, во втором 80 и — 160 мгл. Таким образом, вариации аномалий составляют соответственно 300 и 240 мгл по абсолютной величине.

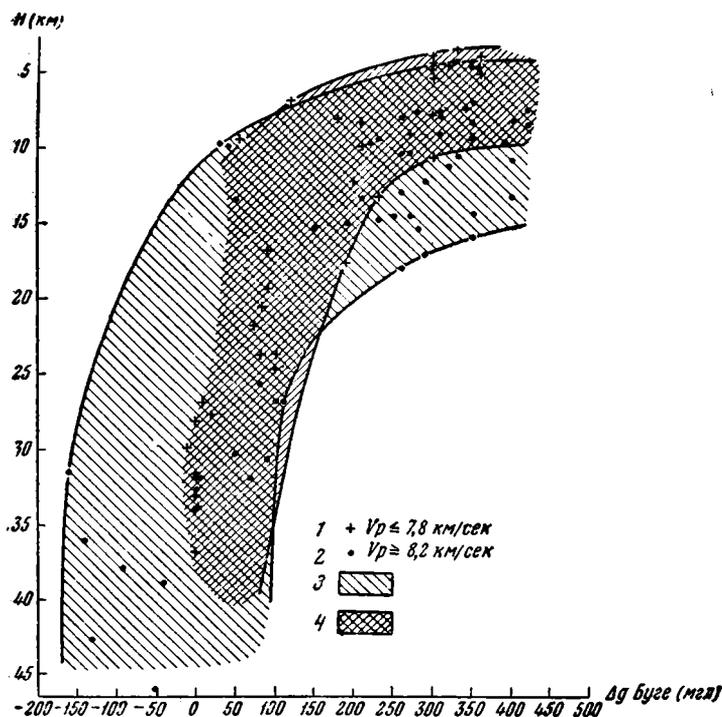
В ряду, изображенном на фиг. 10, пункту 404 соответствует нулевое значение аномалий Буге. Во всех остальных пунктах положительные аномалии силы тяжести создаются относительно более плотными массами вещества коры и мантии. Сопоставляя величины средних скоростей продольных сейсмических волн для всех колонок данного ряда со значением средней скорости в колонке 404 (5,8 км/сек), мы прежде всего замечаем, что под пунктом 91 следует предполагать относительно сильно повышенную плотность вещества мантии. В этой точке средняя скорость продольных волн в земной коре равна всего 5,0 км/сек, в то время как аномалия силы тяжести имеет значение 260 мгл. По-видимому, не менее 300 мгл надо относить за счет влияния мантии, а это составляет более 100% величины аномального поля силы тяжести. Эта колонка относится к району желоба Пуэрто-Рико.

Полностью аномалии силы тяжести создаются плотными массами вещества мантии в пунктах 132, 310, 139 и 303, где средняя скорость продольных сейсмических волн в коре в пределах ошибки равна скорости в пункте 404. При этом колонки 132 и 139 относятся к Карибскому морю, а 310 и 303 — к о-ву Хоккайдó (Япония). Интересно отметить, что в пунктах 303 и 310, согласно материалам сейсмических исследований, в самых верхних слоях мантии, близ границы Мохоровичича, скорость продольных волн понижена по сравнению с обычным средним значением и имеет порядок 7,7—7,8 км/сек. Такие скорости в подкоровом веществе типичны для Японской островной дуги в целом. Но отсюда следует, что плотные массы вещества мантии, обуславливающие положительные аномалии силы тяжести, располагаются под островной дугой несколько глубже поверхности Мохоровичича, в то время как самые верхние слои мантии имеют относительно малую плотность. Необходимо заметить, что подобной картины мы не наблюдаем ни в одной другой области земного шара, где были проведены глубинные сейсмические исследования. Правда, о строении земной коры других островных дуг сведений в настоящее время нет, и не исключена возможность, что указанная особенность распределения плотности в верхних слоях мантии характерна не только для Японии, но и для всех островных дуг в целом. Если в дальнейшем последнее предположение подтвердится результатами сейсмических исследований, то можно будет более обоснованно судить о происхождении и развитии островных дуг. В то же время можно полагать, что под пунктом 219 плотность вещества мантии относительно понижена, так как при близкой к нулю аномалии силы тяжести (30 мгл) скорость продольных волн в коре здесь значительно выше, чем в пункте 404 (6,5 км/сек по сравнению с 5,8 км/сек).

Для колонок, изображенных на фиг. 11 и 12, оказалось невозможным подсчитать величину средних скоростей продольных сейсмических волн в земной коре. Опубликованные материалы исследований по большинству этих колонок не содержат данных о значении скоростей

продольных волн в отдельных слоях, а иногда вообще приводятся данные только об общей мощности коры.

Тем не менее на основании анализа первых трех рядов колонок (см. фиг. 8, 9, 10) можно высказать предположение, что и здесь, в отдельных пунктах, величина аномалий силы тяжести в какой-то степени определяется плотностью вещества мантии.



Фиг. 13. График корреляционной зависимости аномалий силы тяжести в редукции Буге от мощности земной коры для пунктов с минимальными и максимальными скоростями продольных сейсмических волн на поверхности Мохоровичича.

1 — $V_p \leq 7,8$ км/сек; 2 — $V_p \geq 8,2$ км/сек; 3 — область, характеризующаяся пониженными скоростями; 4 — область, характеризующаяся повышенными скоростями

Таким образом, анализ первого типа рядов скоростных колонок земной коры дает основание сделать следующий вывод: в мантии Земли существуют области повышенной и пониженной плотности, влияющие на величину поля силы тяжести, т. е. мантия неоднородна по плотности не только в вертикальном, но и в горизонтальном направлении вплоть до некоторого глубинного уровня.

В ряде случаев различия в плотности вещества мантии обнаруживаются непосредственно под поверхностью Мохоровичича. На фиг. 13 приведен график зависимости аномалий силы тяжести в редукции Буге от мощности коры, построенный лишь по тем точкам, где скорости сейсмических волн под поверхностью Мохоровичича имеют максимальные ($>8,3$ км/сек) или минимальные ($<7,7-7,8$ км/сек) значения (см. условные обозначения к фиг. 13).

Распределение точек на графике показывает, что наиболее дифференцирован по плотности верхний слой мантии под океаническими бассейнами, где аномалии силы тяжести имеют высокие положительные

значения. Интересно, что под наиболее тонкой корой, как правило, предполагаются наименее плотные массы вещества мантии. Из сопоставления данного графика с графиком на фиг. 3, на котором показаны особенности корреляционной зависимости аномалий силы тяжести и мощности земной коры, можно убедиться, что повышенная плотность верхней части мантии характерна для районов желоба Пуэрто-Рико и Карибского моря. К аналогичным результатам приводит непосредственно анализ рядов колонок.

Таким образом, существование трех самостоятельных ветвей кри-вых зависимости аномалий силы тяжести от мощности земной коры и глубины залегания поверхности Мохоровичича объясняется различиями в плотности вещества мантии в районах Атлантического океана, желоба Пуэрто-Рико и Карибского моря¹. Более высокая плотность мантии в двух последних районах компенсирует влияние мощной и относительно легкой земной коры, в результате чего на поверхности Земли величины аномалий силы тяжести имеют близкие значения.

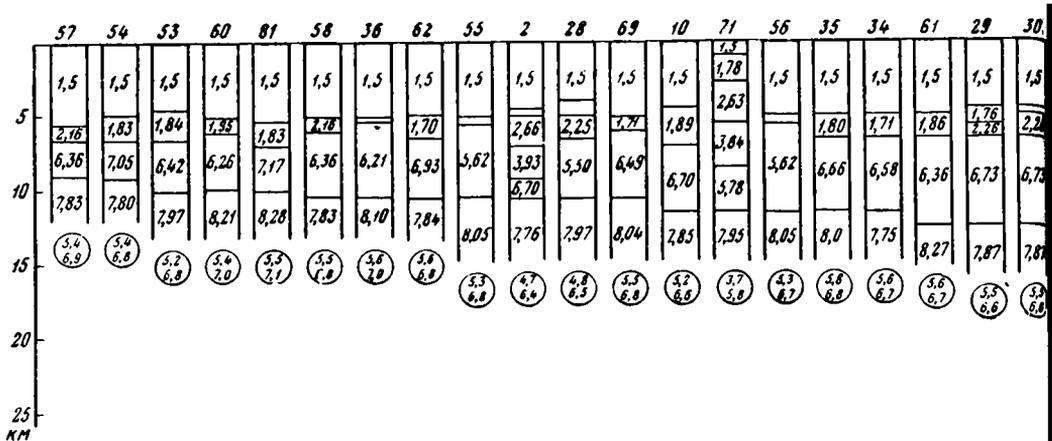
Под континентами, при значениях аномалий Буге меньше 0 — 50 *мгл*, нигде не наблюдается минимальных значений скорости продольных сейсмических волн в верхних частях мантии Земли. Максимальные скорости крайне редки. Таким образом, можно прийти к выводу об относительно более однородном по плотности строении верхних слоев мантии под континентами по сравнению с океаническими бассейнами. Возможно, под континентами различия в плотности вещества мантии прослеживаются на больших глубинах, в то время как под океаническими и морскими областями они распространяются вплоть до поверхности Мохоровичича.

Перейдем далее к рассмотрению второго типа рядов скоростных колонок — с равным значением аномалий силы тяжести в редукции Буге и различной глубиной залегания поверхности Мохоровичича. Примеры таких рядов представлены на фиг. 14—17.

Для каждой колонки этого типа рядов подсчитана средняя скорость продольных сейсмических волн в земной коре (верхняя цифра в кружке) и средняя скорость в коре и верхней части мантии до уровня наиболее глубокой колонки соответствующего ряда (нижняя цифра). При последних подсчетах скорость продольных волн в мантии принималась равной той, которая обнаруживается сейсмическими исследованиями близ поверхности Мохоровичича. Справедливость подобного допущения не вполне оправдана, поскольку, как было показано выше, непосредственно под поверхностью Мохоровичича или несколько глубже могут располагаться массы вещества мантии, имеющие аномальную (повышенную или пониженную) плотность. Кроме того, при подсчетах не учитывается увеличение плотности мантии (и соответственно скорости продольных сейсмических волн) с глубиной. Однако в тех случаях, когда глубины залегания поверхности Мохоровичича для крайних колонок ряда отличаются на величину порядка 10 *км*, ошибка, вносимая при расчетах, не превышает величины принятой погрешности ($\pm 0,2$ *км/сек*) для скоростей продольных волн, и, следовательно, ее можно не учитывать. В остальных случаях, когда разница между глубинами поверхности Мохоровичича больше, вносимую ошибку учитывать необходимо.

В основу анализа второго типа рядов положены следующие соображения. Если аномалии силы тяжести на поверхности Земли обусловлены неоднородным строением земной коры и верхних частей мантии, то в недрах оболочки должен существовать некоторый определенный уровень, ниже которого средняя плотность по радиусу до центра Земли одинакова.

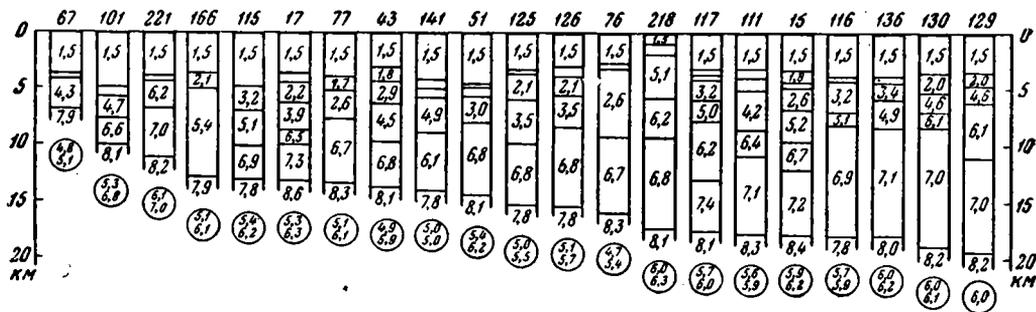
¹ Средняя плотность земной коры в этих районах варьирует в одинаковых пределах.



Фиг. 14. Ряд скоростных колонок строения земной коры при зн

Продлив скоростные колонки каждого ряда до уровня наиболее глубокой колонки и подсчитав среднюю скорость продольных волн до этого уровня, можно выяснить, насколько полученные результаты соответствуют равным значениям аномалий силы тяжести.

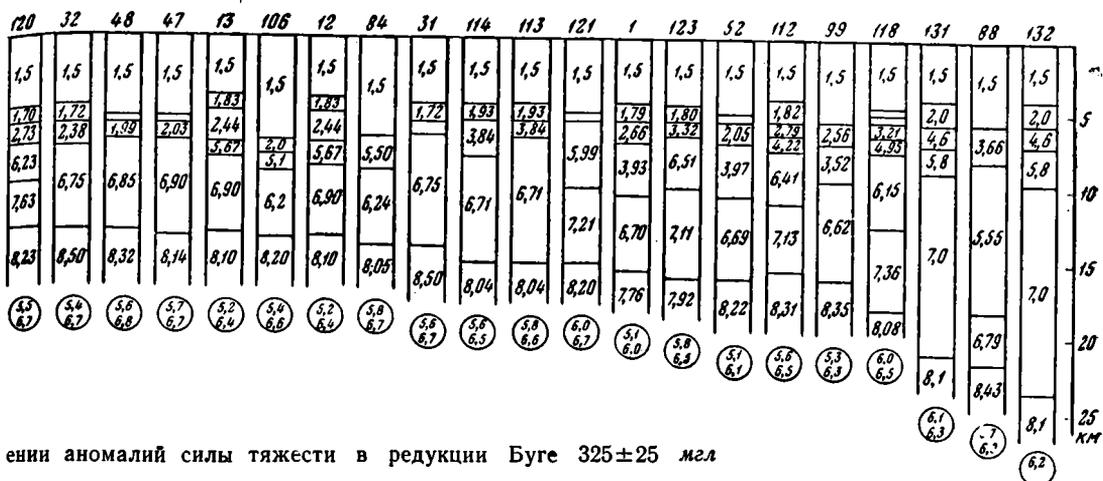
На фиг. 14 представлен ряд скоростных колонок для тех точек на поверхности Земли, которым соответствуют значения аномалий силы тяжести в редукции Буге 325 ± 25 мгл. Наиболее глубоко поверхность Мохоровичича залегает под пунктом 132 (23,2 км от ур. моря). Наименее глубоко — на глубине 9,0 км от уровня моря — в пункте 57. Максимальная разница, таким образом, составляет 13,2 км. Средние скорости продольных сейсмических волн, подсчитанные до глубины 23,2 км от уровня моря, для большинства колонок имеют значение от 6,4 до 7,1 км/сек. Учитывая неточность расчетов, можно считать эти скорости равными.



Фиг. 15. Ряд скоростных колонок строения земной коры при значении аномалий силы тяжести в редукции Буге 225 ± 25 мгл

Однако для четырех колонок полученные значения средних скоростей гораздо ниже: 52—6,1 км/сек, 88 и 1—6,0 км/сек и 71—5,8 км/сек. Столь значительные расхождения при равных аномалиях силы тяжести нельзя, по-видимому, объяснить иначе как наличием под данными пунктами чрезвычайно плотных масс вещества мантии.

Для ряда скоростных колонок с аномалиями Буге 225 ± 25 мгл (см. фиг. 15), продленных до уровня 20,1 км, наиболее характерны ско-



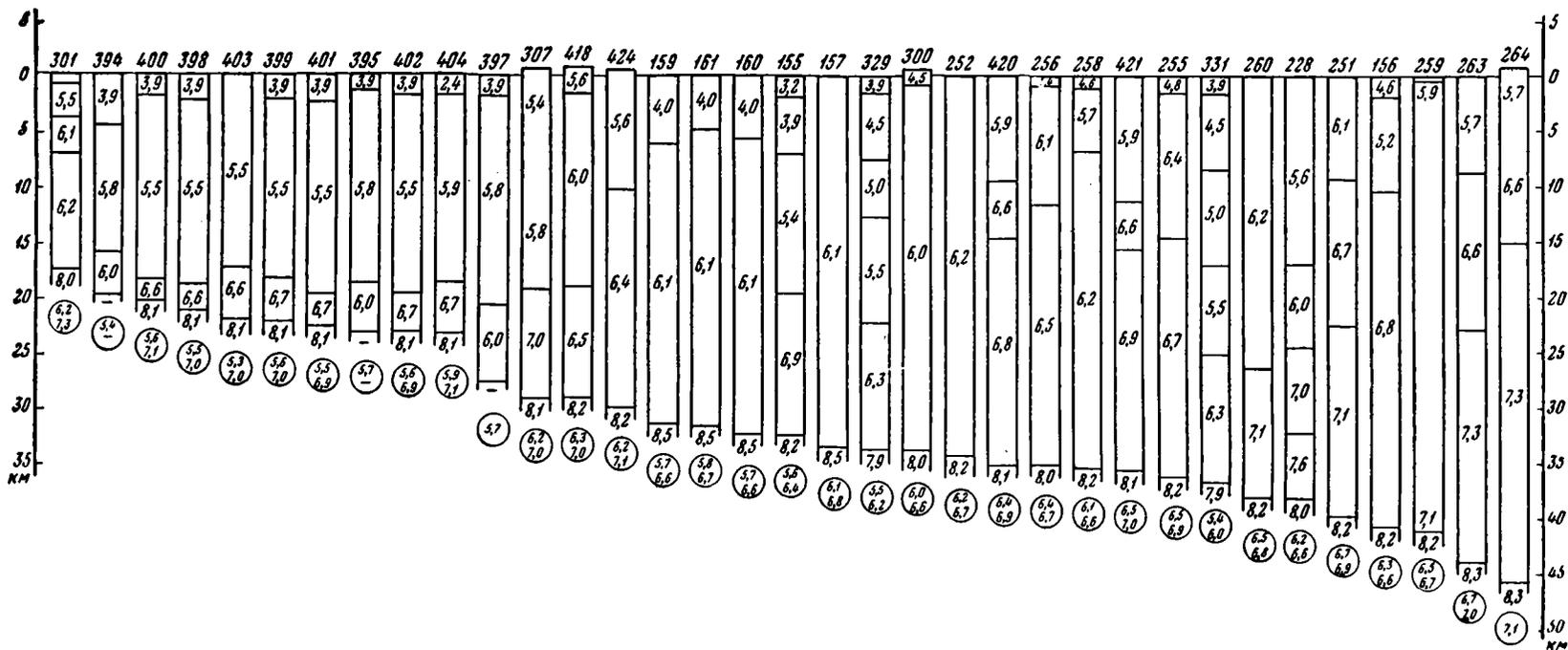
енин аномалий силы тяжести в редукции Буге 325 ± 25 мгл

рости 5,9—6,3 км/сек. Под пунктами 125 и 126 (Карибское море) и 76 следует предполагать повышенную плотность мантии. Сравнительно большая средняя скорость, полученная для колонок 67, 101 и 221 (6,8—7,0 км/сек), указывает на то, что в этих пунктах на каких-то глубинах под поверхностью Мохоровичича располагаются относительно менее плотные массы вещества мантии. Возможно, их верхняя граница лежит выше уровня 20,1 км, поэтому средние скорости продольных волн в пунктах 67, 101 и 221 на уровне 20,1 км должны были бы получаться более низкими.

Скоростные колонки, соответствующие значению аномалий силы тяжести от 0 до -50 мгл (см. фиг. 16), относятся в основном к низменным участкам континентов и шельфовой зоне. Для большинства колонок этого ряда, продолженных до уровня 48 км, средние скорости продольных сейсмических волн имеют значения от 6,6 до 7,1 км/сек. Исключение составляют две колонки, относящиеся к Закаспию (329 и 331), где средние скорости равны 6,2 и 6,0 км/сек и одна колонка, соответствующая пункту исследований на побережье Мексиканского залива (155), средняя скорость которой 6,4 км/сек.

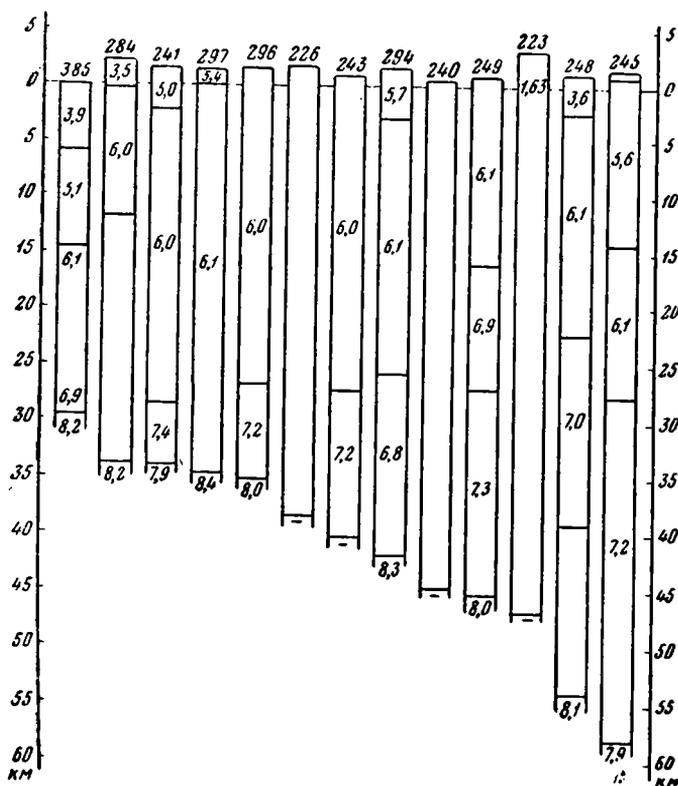
Для пункта 301 (Новая Зеландия), в котором глубина поверхности Мохоровичича менее 18 км, средняя скорость продольных волн несколько повышена — 7,3 км/сек. В данном случае следует предполагать под пунктом 301 наличие относительно менее плотных масс вещества мантии.

На фиг. 17 представлен ряд колонок с аномалиями силы тяжести — 125 ± 25 мгл. Эти колонки относятся к возвышенным областям, мощность земной коры в которых достигает 50 км. При подсчете средней скорости продольных сейсмических волн до уровня 53,2 км для 7 колонок из 9 величин средней скорости почти совпадают (от 6,8 до 7,0 км/сек), для колонки 248 получается значение 6,7 км/сек и для колонки 245—6,6 км/сек, т. е. в пределах ошибки $\pm 0,2$ км средние скорости во всех пунктах исследования равны между собой. Это тем более показательно, что в рассматриваемом ряду глубины поверхности Мохоровичича варьируют весьма значительно — от 29,5 км (385) до 53,2 км (245). Скорости продольных сейсмических волн в мантии под поверхностью Мохоровичича, согласно имеющимся данным, различны: от 7,9 до 8,4 км/сек. При расчете средней скорости до уровня 53,2 км были использованы, как указывалось выше, именно эти цифры. Тот факт, что на уровне 53,2 км средние скорости равны при равном значении ано-



Фиг. 16. Ряд скоростных колонок строения земной коры при значении аномалий силы тяжести в редукции Буге 25 ± 25 мгл

малой силы тяжести, свидетельствует о том, что ниже этого уровня аномальные массы вещества мантии компенсированы или вообще отсутствуют (т. е. мантия может быть однородна по плотности в горизонтальном направлении). Что же касается меньших глубин, то здесь возможны два следующих варианта: либо наблюдаемые в верхнем слое



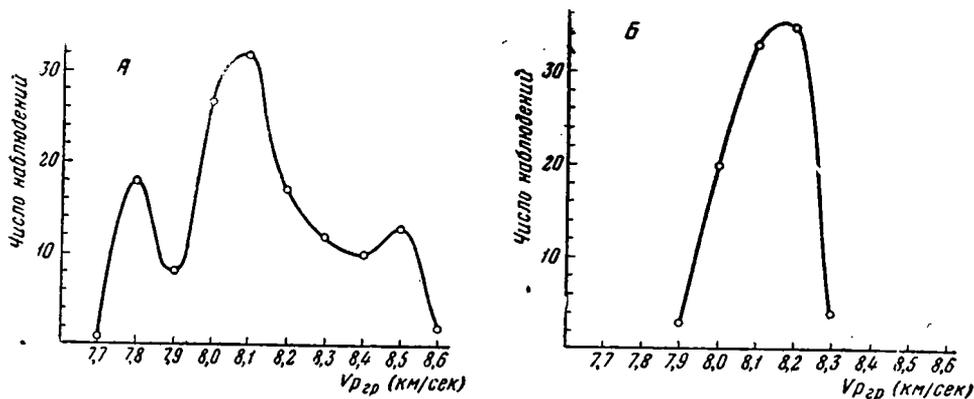
Фиг. 17. Ряд скоростных колонок строения земной коры при значениях аномалий силы тяжести в редукции Буге — 125 ± 25 мгл

различия сохраняются вплоть до глубины 53,2 км/сек, либо в отдельных пунктах исследований плотность вещества мантии варьирует с глубиной между поверхностью Мохоровичича и уровнем 53,2 км, но при этом его плотность в среднем остается равной плотности самого верхнего слоя. По мнению авторов более правдоподобным является первое предположение.

При дальнейших исследованиях особенно важно было бы проверить и уточнить намечающиеся различия между плотностными особенностями вещества мантии под океаническими и континентальными областями.

Описанные выше результаты, касающиеся этого вопроса, можно дополнить, рассматривая типы вариационных кривых скоростей продольных сейсмических волн в подкоровом слое мантии. Эти кривые, представленные на фиг. 18, построены следующим образом. На оси абсцисс отложены значения скоростей продольных волн близ поверхности Мохоровичича в пределах наблюдающихся значений — от 7,7 до 8,6 км/сек. По оси ординат указывается число наблюдений, при которых получены определенные значения скоростей.

Кривые построены отдельно для океанических (фиг. 18, А) и континентальных (фиг. 18, Б) областей. Следует подчеркнуть, что при построении вариационных кривых использованы данные только тех пунктов исследований, которые заведомо относятся к типично континентальным и океаническим участкам земной коры. Иными словами, принимались во внимание результаты исследований в пределах континентов и открытых частей океанических бассейнов. Материалы, относящиеся к островным дугам, шельфовым зонам, внутренним и окраинным морям



Фиг. 18. Вариационные кривые скоростей продольных сейсмических волн на поверхности Мохоровичича под океаническими (А) и континентальными (Б) территориями

при построении кривых фиг. 18 использованы не были. Помимо данных, приведенных в Приложении I, учтены результаты советской Дальневосточной экспедиции 1956—1957 гг. В тех немногих случаях, когда в использованных литературных источниках приводились значения граничных скоростей, величины скорости в верхней части мантии принимались равными $V_p - 0,2$ км/сек, т. е. на 0,2 км/сек ниже граничной. Такая величина поправки имеет теоретическое обоснование и обычно принимается при интерпретации данных сейсмических исследований.

Полученные вариационные кривые для океанических и континентальных областей имеют несколько различный характер, как это ясно видно на фиг. 18. Если в областях типично океанических структур наблюдаемые значения скорости продольных сейсмических волн в мантии имеют весьма широкие пределы, то на континентах этот интервал значительно уже. На океанической кривой (см. фиг. 18, А) выделяются три максимума: главный, имеющий вершину между значениями скоростей 8,0—8,1 км/сек, и два второстепенных с вершинами на 7,8 и 8,5 км/сек.

Эти три максимума могут указывать на существование трех преимущественных значений скорости продольных волн в мантии под океанами. Необходимо, однако, заметить, что ввиду относительно небольшого количества проведенных до настоящего времени сейсмических исследований на территории океанов это предположение нельзя считать доказанным. Возможно, с увеличением количества материалов исследований отдельные максимумы на кривой исчезнут или изменят свое положение и изменится общий характер кривой.

Достоверно установленным фактом следует признать лишь широкие пределы возможных значений скорости продольных сейсмических волн в мантии в океанических областях (от 7,7 до 8,6 км/сек).

Под континентами скорость близ поверхности Мохоровичича варьирует в значительно более узких пределах — от 7,9 до 8,3 км/сек, причем крайние значения получены только в семи случаях из 95. На континен-

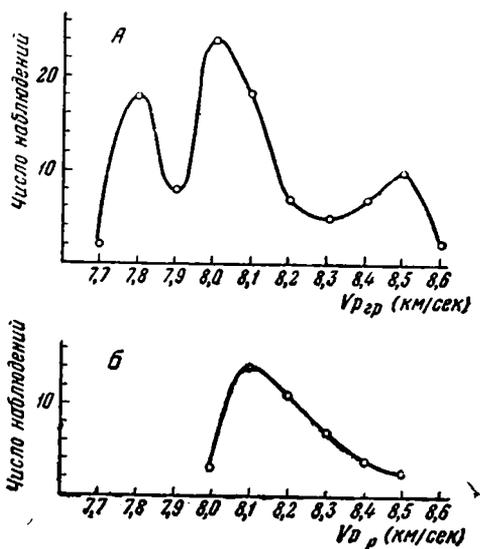
тальной кривой (см. фиг. 18, Б) имеется один резкий максимум с вершиной между 8,1—8,2 км/сек, совпадающий в пределах ошибки с главным максимумом океанической кривой.

Описанный характер вариационных кривых скорости продольных сейсмических волн в верхней части мантии говорит о существовании значительных различий в плотности вещества мантии близ поверхности Мохоровичича в океанических и континентальных областях земного шара, если справедливо допущение о прямой зависимости скорости сейсмических волн от плотности вещества. Под континентами самые верхние слои мантии значительно более однородны по плотности, чем в областях типично океанических структур.

Интересно отметить, что согласно данным морских сейсмических исследований, максимальные значения скорости продольных сейсмических волн в мантии (более 8,3 км/сек) наблюдались в основном на профилях близ желоба Пуэрто-Рико и в Карибском море. Однако высокие значения скоростей получены также на ряде профилей в пределах Северо-Американской котловины и в других частях Атлантического и Тихого океанов. Наиболее низкие скорости (менее 8,0 км/сек) не наблюдались на территории Тихого океана. При более детальном сопоставлении имеющихся данных по Атлантическому и Тихому океанам выясняется следующая картина: вариационные кривые, построенные отдельно для этих областей (фиг. 19, а, б), существенно различны. Тихоокеанская кривая, подобно континентальной кривой на фиг. 18, Б, имеет всего один максимум, и скорости продольных сейсмических волн варьируют в сравнительно узких пределах (от 8,0 до 8,5 км/сек). Кривая для Атлантического океана по своему характеру вполне аналогична океанической кривой на фиг. 18, А. Из рассмотрения кривых фиг. 19 следует, что верхние слои мантии менее однородны по плотности под Атлантическим океаном, нежели под Тихим. Полученный вывод, однако, нельзя считать окончательным, имея в виду незначительное количество исходных данных. Тихоокеанская вариационная кривая построена всего по 42 точкам, Атлантическая — по 100 точкам. Вполне возможно, что увеличение материала исследований изменит полученную картину.

Анализ рядов скоростных колонок земной коры и данных о вариациях скоростей продольных сейсмических волн в верхних слоях мантии дает возможность сделать следующие предварительные выводы.

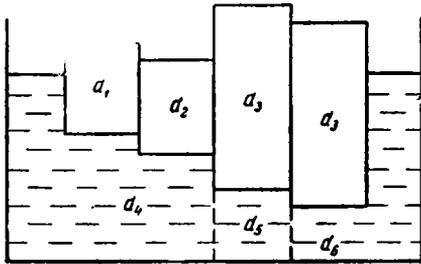
1. Мантия Земли неоднородна по плотности не только в вертикальном, но и в горизонтальном направлениях вплоть до глубин не менее 50 км от уровня моря. Вполне вероятно, что различия в плотности вещества мантии на одном горизонтальном уровне имеют место и на больших глубинах, однако примененный метод исследования не дает возможности оценить предел глубин существования этих неоднородностей.



Фиг. 19. Вариационные кривые скоростей продольных сейсмических волн на поверхности Мохоровичича под Атлантическим (А) и Тихим (Б) океанами

2. В отдельных районах земного шара неоднородные по плотности массы вещества мантии залегают непосредственно под поверхностью Мохоровичича и могут быть обнаружены по скоростям сейсмических волн. В ряде случаев существование более или менее плотных масс следует предполагать на некоторой глубине под поверхностью Мохоровичича.

3. Наиболее дифференцированы по плотности верхние слои мантии под океанами и главным образом под Атлантическим бассейном. Под континентами, по-видимому, различия в плотности вещества мантии близ поверхности Мохоровичича менее значительны, что же касается более глубоких слоев, то имеющиеся данные не позволяют скольконибудь определенно судить об их плотности.



Фиг. 20. Изостатическая схема с учетом плотностных неоднородностей верхних слоев мантии

4. Наибольшей плотностью отличается мантия под Карибским морем и желобом Пуэрто-Рико. Возможно, эта особенность характерна для всех окраинных морей и глубоководных впадин.

Существующие различия плотности вещества мантии в горизонтальном направлении в сочетании с плотностной неоднородностью зем-

ной коры обуславливают большой разброс точек на корреляционных кривых зависимости аномалий силы тяжести от мощности земной коры и глубины залегания поверхности Мохоровичича. Поскольку влиянием мантии создается значительная часть аномального гравитационного поля (до 60 и даже до 100% в некоторых случаях) — однозначная зависимость между величинами аномалий силы тяжести и параметрами, связанными только с земной корой, принципиально невозможна. В связи с этим представляются в корне неверными попытки выразить указанные средние корреляционные зависимости в математическом виде. Получаемые математические формулы не имеют физической основы и весьма существенно зависят от количества и качества использованных материалов.

Разделение корреляционных кривых на фиг. 3 и 4 на отдельные ветви в области высоких значений аномалий силы тяжести указывает на то, что для различных областей земного шара математические выражения, описывающие зависимость гравитационных аномалий от мощности коры и глубины залегания поверхности Мохоровичича, должны существенно различаться. Тот факт, что исследованные закономерности имеют специфический характер для Атлантического океана, Карибского моря и желоба Пуэрто-Рико, объясняется разной плотностью вещества мантии под перечисленными регионами. Более плотные массы мантии, залегающие под Карибским морем и желобом, обуславливают высокие аномалии силы тяжести на поверхности Земли при сравнительно мощной коре.

Наличие плотностных неоднородностей в мантии непосредственно под поверхностью Мохоровичича и глубже заставляет предположить, что схема изостатического равновесия земной коры в целом гораздо сложнее, чем это обычно представляется. Детальный анализ существующих взглядов на изостазию проведен Е. Н. Люстихом (1957). В указанной работе рассматриваются различные схемы изостазии, однако все они основаны на предположении об однородности субстрата по плотности в горизонтальном направлении.

В схеме Эри предполагается однородная плотность как коры, так и мантии. В этом случае для областей с нулевыми изостатическими аномалиями между высотой рельефа и глубиной залегания поверхности Мохоровичича (или мощностью земной коры) существовала бы прямая однозначная зависимость. Наблюдаемый большой разброс точек на соответствующей кривой (см. фиг. 5) объясняется, по-видимому, отчасти различной плотностью отдельных блоков земной коры, предполагаемой в схеме Пратта. Несомненно, однако, что в значительной мере этот разброс обусловлен также существующими плотностными неоднородностями вещества мантии.

Общая схема изостазии может быть, по нашему мнению, представлена в виде, изображенном на фиг. 20. Глубина погружения «корней» блоков в мантию при условии изостатического равновесия зависит от плотности коры и мантии или, в более общем виде, — от соотношения этих плотностей в отдельных областях земного шара.

По всей вероятности, предлагаемая схема также не вполне точно отображает реальную действительность, поскольку в ней учитывается только неоднородная плотность вещества мантии близ поверхности Мохоровичича и не принимается во внимание случай, когда более или менее плотные участки мантии залегают несколько глубже.

В то же время любое отклонение плотности отдельных частей мантии от среднего значения должно сказываться на состоянии изостатического равновесия соответствующих блоков земной коры. Таким образом, схема на фиг. 20 будет более точной, если под плотностями мантии d_4 , d_5 , d_6 понимать средние плотности от поверхности Мохоровичича до поверхности изостазии. Сама поверхность изостазии в этом случае представляет собой некоторый глубинный уровень, ниже которого, возможно, также существуют участки более или менее плотные, но средняя плотность повсюду одинакова (по радиусу — от центра Земли до поверхности изостазии).

Глава III

РАЗЛИЧИЯ В СТРУКТУРЕ КОРЫ ОКЕАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ

Сейсмические исследования структуры земной коры в морских и океанических областях проводятся методами преломленных и отраженных волн. Каждый из этих методов имеет свои достоинства и недостатки. Точность и детальность получаемых результатов в значительной степени зависят от методики и условий работы, качества аппаратуры, мощности и глубины взрывов и ряда других факторов.

Анализ всех существующих методов морских сейсмических исследований может служить темой специальной работы. Не вдаваясь в более подробное рассмотрение этого вопроса, укажем лишь на одну общую особенность проводимых исследований. Если с точки зрения точности результатов все применяемые методы можно считать достаточно близкими (ошибка в определении мощности земной коры варьирует в пределах ± 1 — ± 2 км при системе встречных годографов и несколько выше при интерпретации одиночных годографов), то детальность исследований в ряде случаев различается довольно существенно.

Наиболее детальные данные могут быть получены по записям отраженных сейсмических волн. Регистрируя волны, отраженные от различных границ раздела в пределах земной коры, можно в отдельных случаях выделять слои с мощностью порядка десятых долей километра. При этом отражение сейсмических волн происходит от любых поверхностей раздела — независимо от того, залегают ли более плотные породы выше или ниже данной поверхности, при условии достаточного различия в скоростях (порядка 1,0 км/сек, а иногда и меньше). Однако применение методов исследования структуры земной коры с помощью отраженных волн возможно лишь при резких границах раздела, т. е. сравнительно узких переходных зонах с большим градиентом скорости. От «размытых» границ, где наблюдается постепенное нарастание плотности (или постепенное замещение пород одного состава другими), отражения, как правило, не происходит. Возможен и такой случай, когда слабые отраженные волны, записанные отдельными регистрирующими станциями, плохо коррелируют между собой и установить глубину границы раздела оказывается трудно или даже невозможно. Обычно такая картина имеет место при отражении от недостаточно резких границ раздела между двумя слоями. Влияние размытых границ раздела меньше сказывается на записях преломленных сейсмических волн, хотя и здесь точность результатов прямо зависит от ширины переходной зоны. С другой стороны, с помощью преломленных сейсмических волн могут быть обнаружены лишь достаточно мощные слои (мощностью не менее 1—1,5 км).

Таким образом, в зависимости от целей исследования оказываются наиболее пригодными те или иные методы. Если ставится задача изучения строения земной коры в ее основных чертах и не требуется особая детальность, то чаще пользуются методами, основанными на записях преломленных сейсмических волн, а при более детальном изучении — отраженными волнами.

Хорошие результаты дает одновременное применение обеих методик. Такие работы были проведены, например, Юингом на ряде профилей в северо-западной части Атлантического бассейна, близ атлантического побережья Европы, в Средиземном море и Индийском океане (Ewing J. a. Ewing M., 1959, и др.).

При анализе мировых данных морских сейсмических исследований бросается в глаза одна интересная подробность. В противоположность укоренившемуся мнению о том, что земная кора в океанических областях состоит всего из двух слоев: рыхлых осадков, мощностью 1—2 км, и под ними слоя базальта — 6—10 км, на большинстве морских профилей обнаруживается в структуре коры еще один слой, сравнимый по мощности со слоем осадков и характеризующийся широким пределом скоростей продольных сейсмических волн — от 4 с небольшим и почти до 6 км/сек. Этот слой залегает между рыхлыми осадками и базальтами. Условно мы будем называть его в дальнейшем «надбазальтовым» слоем. На существование этого слоя ранее обращали внимание Гамильтон и ряд других исследователей.

Согласно данным Рейта (Raitt, 1956, 1957) и других исследователей, надбазальтовый слой повсеместно распространен в центральной и восточной частях Тихого океана, как вдали от островов, так и в непосредственной близости к островам и коралловым рифам (см. точки 174—205, 215—220 в Приложении I.). Мощность этого слоя варьирует в пределах от 0,7 до 6 км с лишним. Наименьшая мощность (в среднем 1—1,5 км) характерна для участков, удаленных от островов, а с приближением к островам и к континентальному склону Америки она резко возрастает.

Интересно отметить, что в Тихом океане надбазальтовый слой почти повсюду, за редким исключением, значительно превосходит по мощности слой рыхлых осадков (мощность последнего составляет в среднем 0,2—0,4 км и лишь близ островов достигает 1—2 км).

Следует заметить, что для колоссальной территории, занимаемой водами Тихого океана, количество проведенных сейсмических исследований, безусловно, ничтожно. Однако, учитывая расположение пунктов исследований, которые хотя и редкой сеткой покрывают довольно равномерно центральную и восточную части океана, мы считаем возможным говорить о повсеместном распространении надбазальтового слоя в этих районах.

При детальном сейсмическом исследовании, проведенных близ атолла Энвевек (точки 186—192) между осадками и базальтом обнаружено два различных слоя со скоростями продольных сейсмических волн 4,15 и 5,59 км/сек. В большинстве пунктов наблюдения мощность нижнего, более плотного слоя оказалась значительно выше (3—6 км по сравнению с 1—2 км для верхнего слоя).

На основании этих данных можно высказать предположение, что в пределах центральной и западной частей Тихого океана надбазальтовый слой с широкими пределами скоростей сейсмических волн в действительности представляет собой по крайней мере два слоя, различающихся по составу или плотности и сменяющих друг друга на различных участках в горизонтальном направлении.

Возможен и другой вариант, а именно: оба слоя могут быть распространены повсеместно, однако в связи с малой мощностью того или

другого сейсмическими исследованиями обнаруживается лишь один более мощный слой. Не исключена возможность и того, что на большей части территории Тихого океана надбазальтовые слои плавно сменяются один другим и граница раздела между ними не фиксируется, а значение скорости продольных волн, подсчитываемое по записям отражений, представляет собой некоторую среднюю величину, большую или меньше — в зависимости от мощностей каждого слоя. В связи с последним предположением следует отметить еще один интересный факт. На территории Тихого океана скорость продольных сейсмических волн в базальтовом слое имеет значение от 6,4 до 7,1—7,2 км/сек, т. е. и здесь они варьируют в широких пределах. Сопоставляя верхний предел скоростей в надбазальтовом слое (6,0 км/сек) и нижний в базальте (6,4 км/сек), мы видим, что различие между ними невелико и приближается к пределам возможной ошибки ($\pm 0,2$ км/сек). Какой-либо закономерной связи величины скорости в базальтовом слое с его относительной мощностью подметить не удастся. Как правило, базальтовый слой составляет 60—80% от общей мощности земной коры. Средняя мощность коры достигает 5—6 км при глубинах океана 4—5 км и увеличивается вблизи островов до 10—12 и более километров.

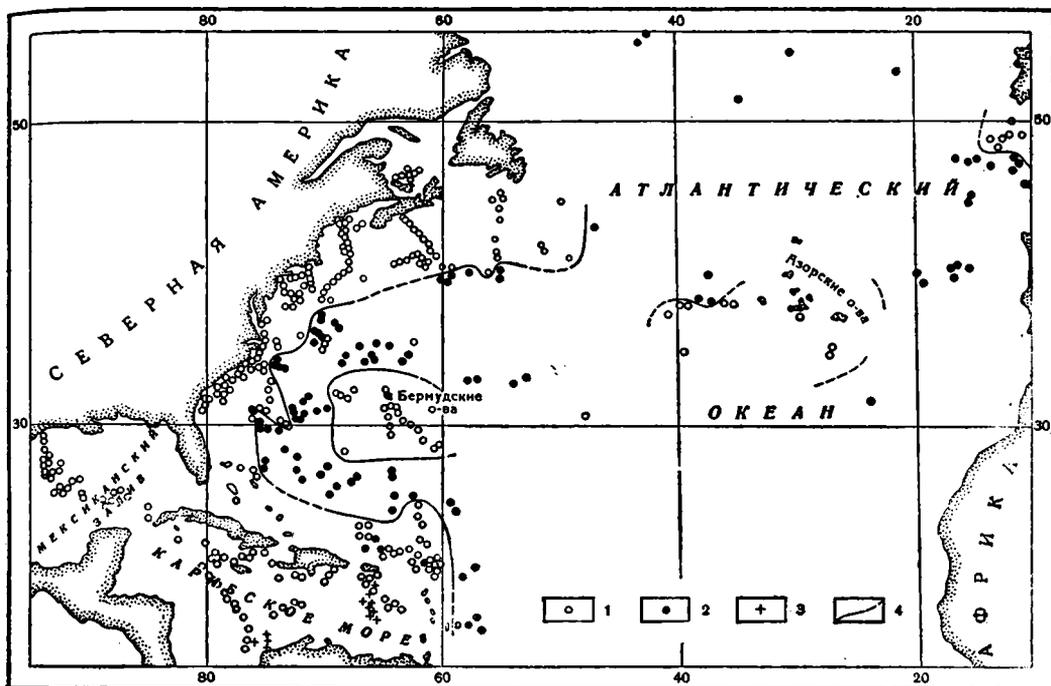
В западной части Тихого океана надбазальтовый слой обнаружен только на двух профилях к юго-востоку от о-ва Хоккайдо (работы судна «Витязь», Удинцев, 1959). Мощность этого слоя 1 км, скорость продольных сейсмических волн в нем 5,3 км/сек (точки 215 и 216). В районе желоба Тонга, в Японском и Охотском морях близ Марианской впадины и в части океана у Курильских островов и Камчатки непосредственно на базальтовом слое залегают рыхлые осадки со скоростями продольных волн не более 3,0 км/сек. Возможно, эти результаты не вполне точно отражают истинную картину. Поскольку большинство вышеупомянутых исследований (кроме работ Юинга в районе желоба Тонга) проводилось методом преломленных сейсмических волн, не исключена вероятность, что надбазальтовый слой здесь существует, но не обнаружен ввиду малой его мощности.

В незначительном количестве пунктов сейсмических исследований на территориях Индийского океана и Средиземного моря надбазальтовый слой характеризуется скоростями продольных волн 4,7—5,7 км/сек (Drake, Ewing, Sutton, 1959; Gaskell, Hill, Swallow, 1958, и др.). Данные по этим точкам не включены в Приложение I, поскольку в указанных районах не была достигнута поверхность Мохоровичича. В большинстве случаев нет данных даже о глубине залегания поверхности базальта, поэтому трудно судить о мощности надбазальтового слоя.

Чрезвычайно интересны данные о структуре земной коры в северо-западной части Атлантического бассейна. Как уже упоминалось, по этой части территории земного шара имеется наибольшее количество сейсмических сведений. Эти материалы тем более удобны для анализа, что все работы проводились небольшим кругом исследователей и в общем по единой методике.

Последнее обстоятельство дает основание полагать, что полученные результаты близки по точности, а субъективная ошибка, вносимая за счет применения разных методов исследования и обработки материалов, одинакова для всех пунктов. Большинство данных сведено в сводке Саттона и др. (Drake, Ewing, Sutton, 1959), причем, как показывает сравнение с ранее опубликованными работами, ряд материалов подвергся дополнительной обработке и был уточнен.

Анализируя результаты сейсмических исследований на территории северо-западной части Атлантического бассейна, мы прежде всего замечаем, что мощность земной коры в этой части земного шара



Фиг. 21. Области распространения «надбазальтового» слоя на территории северо-западной части Атлантического океана

1 — пункты, где «надбазальтовый» слой обнаружен; 2 — пункты, где «надбазальтовый» слой отсутствует; 3 — пункты, где продольные скорости сейсмических волн в нижнем слое близки к «надбазальтовому» ($3,5 \text{ км/сек} < V_p < 4 \text{ км/сек}$); 4 — граница областей наличия и отсутствия «надбазальтового» слоя»

в среднем равна мощности коры в Тихом океане (при одинаковых глубинах дна). Совершенно аналогично картине, наблюдаемой в Тихом океане, с приближением к островам и материковому склону мощность коры увеличивается.

Таким образом, на основании сейсмических данных можно утверждать, что в обоих рассматриваемых океанических бассейнах земная кора вполне сходна по мощности. Однако, переходя далее к рассмотрению структуры коры в Атлантическом океане, мы замечаем некоторые отличия по сравнению со структурой коры Тихого океана. В первую очередь обращает на себя внимание тот факт, что мощность рыхлых осадков в Атлантическом океане в среднем почти повсюду значительно выше (0,5—1,5 км по сравнению с 0,2—0,4 км в Тихом океане вдали от островов и 2—3 км по сравнению с 1—2 км вблизи островов). Исключение составляют лишь 8 точек (2, 3, 5, 6, 37, 38, 39 и 59), причем в четырех последних мощность осадков определена неуверенно. В противоположность тому, что наблюдается в центральной и восточной частях Тихого океана, надбазальтовый слой обнаружен здесь далеко не во всех пунктах исследования. На фиг. 21 белыми кружками показаны точки, где между осадками и базальтом залегает слой с промежуточными значениями скоростей продольных сейсмических волн. Черными кружками отмечены те пункты исследований, в которых надбазальтовый слой отсутствует. Как видно на карте, его распространение подчинено строгой закономерности.

Этот слой встречается повсеместно вдоль побережья Северной Америки и Европы, а в центральных частях океана — близ островов (Бер-

мудских и Азорских) и в области срединного Атлантического хребта. В то же время вдали от островов и побережья непосредственно под осадками залегает базальт. Проследить выклинивание надбазальтового слоя, с удалением от континента и островов в океан, не удастся. Его мощность в среднем одинакова во всех пунктах исследования и составляет 1,5—2 км. По сравнению с Тихоокеанской областью она несколько ниже. В отдельных пунктах мощность надбазальтового слоя достигает трех и более километров (точки 6, 27, 28, 43, 55, 56 и др.) при глубине океана более 5 км.

Возможно, в указанных на фиг. 21 областях надбазальтовый слой действительно отсутствует. Однако вполне вероятно и другое предположение, а именно, что данный слой вдали от островов и континентального побережья имеет очень небольшую мощность (порядка десятков или первых сотен метров) и потому не обнаруживается при современной методике морских сейсмических исследований.

Скорости продольных сейсмических волн в надбазальтовом слое варьируют в Атлантическом бассейне в столь же широких пределах, как и в Тихоокеанской зоне (от 4 с небольшим и почти до 6 км/сек).

Базальтовый слой в пределах северо-западной части Атлантического океана при глубинах 4—5 км обычно имеет мощность от 4 до 6 км, но в отдельных пунктах значительно отклоняется от этого среднего значения. Так, близ 21° с. ш. и 67° з. д. (точки 21—23) мощность базальтового слоя составляет всего около 2,5 км, а на профилях между 31° и 32° с. ш. по меридиану 67,5° з. д. (точки 55 и 56), между 71° и 72° з. д. по 36° с. ш. (точки 27 и 28) и профиле 65 базальтовый слой вообще не обнаружен. Под слоем со скоростью продольных сейсмических волн 5,5 км/сек и средней мощностью 5 км залегает, по-видимому, непосредственно вещество мантии ($V=8,0$ км/сек).

Аналогичная картина наблюдается и на некоторых других профилях (67, 71, 72). Напомним, что в пунктах сейсмических исследований на территории Тихого океана мощность базальтового слоя, как правило, составляет 4—5 и более километров. Лишь в трех точках (174, 181, 185) слой базальта имеет мощность около 3 км. Скорости продольных сейсмических волн в базальтовом слое коры Атлантического океана имеют еще более широкий круг значений, чем в Тихом океане — от 6,2 до 7,2 км/сек, причем в отдельных пунктах (точки 14—19 и др.) обнаружены границы раздела внутри базальтового слоя. Скорости выше и ниже этой границы соответственно равны в среднем 6,6 и 7,2 км/сек. Мощности верхнего и нижнего базальтовых слоев разнообразны.

Земная кора в пределах Карибского моря и Мексиканского залива, входящих в состав Атлантического бассейна, характеризуется прежде всего повышенной мощностью. За исключением небольшого района впадины Бартлетт, где земная кора имеет мощность около 4—6 км, в центральных частях Карибского моря и Мексиканского залива мощность коры 8—16 км и увеличивается в сторону континента и островных дуг до 20—26 км/сек (точки 102—103, 108—154).

По сравнению с открытой частью Атлантического и Тихого океанов повышенная мощность коры в рассматриваемых морских областях связана главным образом с увеличением мощности базальтового слоя до 10 и более километров (по сравнению с 4—6 км в океанах). Мощность осадков и надбазальтового слоя того же порядка, что и в прибрежных океанических участках. Осадки составляют 2—3 км, надбазальтовый слой — 1—2 и более километров.

Несколько отличны скорости продольных сейсмических волн в осадочном слое. Если для открытых океанических областей осадки характеризуются в основном скоростями не более 3 км/сек (чаще всего 1,7—

2,5 км/сек), то на территории Карибского моря и Мексиканского залива наибольшей мощности достигает слой уплотненных осадков со скоростями 3,3—4,0 км/сек.

В надбазальтовом слое скорости продольных сейсмических волн варьируют в прежних пределах. За исключением отдельных точек надбазальтовый слой прослеживается здесь повсеместно.

Очень своеобразна структура земной коры глубоководных впадин, или желобов. Эти области подробно рассматриваются в главе 4, но здесь мы укажем на одну интересную их особенность. Детальные сейсмические исследования в районе желоба Пуэрто-Рико показывают, что близ оси желоба в его западной части отсутствует надбазальтовый слой (точки 81, 86, 87), который в остальных частях желоба и окружающих его пространствах имеет мощность не менее 1—2 км. На склоне желоба, обращенном к Антильской островной дуге, мощность надбазальтового слоя возрастает до 4—5 км и более.

Наибольшее количество данных по желобу Тонга (точки 208—210) позволяет заключить, что в некоторых его частях надбазальтовый слой прослеживается и близ оси желоба, как это имеет место в центральной и восточной частях желоба Пуэрто-Рико (точки 84, 85, 90, 92—94).

Советскими исследованиями в области Курило-Камчатской и западной части Алеутской глубоководных впадин надбазальтовый слой не обнаружен. Возможно, что это связано с применявшейся методикой работ.

Таким образом, основные выводы, сделанные из анализа строения земной коры в океанических бассейнах, следующие:

1. Средняя мощность земной коры в открытых частях Тихого и Атлантического океанов одинакова и равна 4—6 км, увеличиваясь с приближением к континентам и островам.

В областях окраинных морей, отгороженных от океана островными дугами, мощность земной коры увеличена в основном за счет базальтового слоя.

2. В структурном разрезе океанической коры, помимо осадков и базальта, как правило, обнаруживается промежуточный надбазальтовый слой, который характеризуется широким диапазоном скоростей продольных сейсмических волн (4,0—6,0 км/сек).

3. Структура земной коры Тихого и Атлантического океанов несколько различна. Основное различие заключается в особенностях распространения надбазальтового слоя. По-видимому, он распространен в Тихом океане повсеместно, а в Атлантическом — только вблизи побережья материков и островов.

Мощность слоя рыхлых осадков на дне Атлантического океана несколько выше по сравнению с Тихим океаном.

Базальтовый слой коры Атлантического океана значительно более дифференцирован по мощности, нежели в Тихом океане. В отдельных пунктах исследований на территории Атлантики базальтовый слой вообще не был обнаружен, что может объясняться либо его отсутствием, либо чрезвычайно малой мощностью.

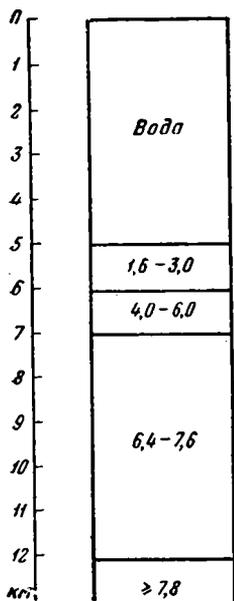
Таким образом, если можно достаточно уверенно говорить о сходстве земной коры океанических бассейнов по мощности, то в отношении структуры коры такой вывод был бы неправилен.

Последнее, по мнению авторов данной работы, имеет весьма существенное значение для познания природы океанических бассейнов.

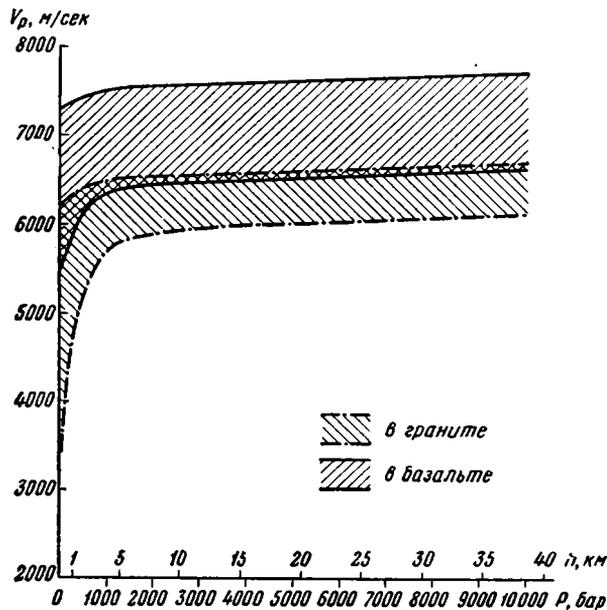
Проведенный анализ фактического материала и следующие из него выводы дают основание построить несколько иную типичную колонку океанической коры, чем было принято до настоящего времени. При средней глубине Мирового океана порядка 5 км мощность земной коры составляет в среднем 7 км, из которых 1 км приходится на рыхлые

осадки, 1 км — на надбазальтовый слой и 5 км — на базальт. Предлагаемая типичная колонка структуры океанической коры изображена на фиг. 22.

Основное отличие предлагаемой типичной колонки от ныне принятых заключается во введении в нее надбазальтового слоя, характерного, как было показано, для преобладающей части океанических территорий.



Фиг. 22. Типичная скоростная колонка океанической коры



Фиг. 23. Зависимость скорости продольных сейсмических волн в гранитах и базальтах от давления. По данным Берча, 1960, и др.

Попытаемся кратко рассмотреть вопрос о возможном литологическом составе и природе надбазальтового слоя.

Поскольку какие-либо петрографические данные на этот счет отсутствуют, мы можем основываться лишь на известных значениях скоростей продольных сейсмических волн в надбазальтовом слое и особенностях его распространения на территории Мирового океана.

Согласно материалам сейсмических исследований, скорости продольных волн в надбазальтовом слое имеют широкий круг значений — от 4 с небольшим и почти до 6 км/сек.

Проведенные за последние годы лабораторные исследования образцов различных горных пород показывают, что такие скорости характерны для сильно уплотненных и метаморфизованных осадков различного петрографического состава, известняков и вулканических туфов, а также для гранитных пород при давлениях до 800 бар, соответствующих глубинам 1—2 км, и пористых изверженных пород как кислого, так и основного состава.

С повышением давления скорости продольных сейсмических волн в образцах пористых пород резко возрастают, что связано, по-видимому, прежде всего с закрытием пор и частичным уплотнением пород.

При давлениях порядка 2000 бар, соответствующих глубинам около 6—7 км от уровня моря, скорости продольных волн, в граните имеют пределы 5,7—6,2 км/сек, в базальте — 6,0—7,4 км/сек (фиг. 23).

В образцах плотных метаморфических пород повышение скорости продольных сейсмических волн с давлением относительно невелико.

Основываясь на приведенном графике зависимости скорости продольных сейсмических волн в гранитах и базальтах от давления и принимая во внимание, что надбазальтовый слой лежит в среднем на глубинах не менее 6—7 км от уровня моря, мы приходим к выводу о том, что его состав не может быть чисто гранитным или базальтовым.

На таких глубинах, как известно, не происходит отложения известняковых осадков, так как глубже 3 км от уровня моря известняки растворяются в морской воде. Таким образом, известняковый состав надбазальтового слоя также следует признать весьма мало вероятным.

Присутствие в структуре океанической коры слоя плотных метаморфических пород непосредственно под слоем рыхлых осадков представляется сомнительным. Если исходить из первичности или большой древности океанических впадин, один из возможных вариантов происхождения метаморфических пород на дне океанов заключается в том, что данные породы образованы в процессе метаморфизма из рыхлых осадков и продуктов подводных вулканических извержений. Однако в этом случае, по-видимому, трудно объяснить наличие очень четкой границы раздела между рыхлыми осадками и надбазальтовым слоем, особенно в местах продолжающейся подводной вулканической деятельности. В качестве другого возможного варианта можно предположить, что плотные породы надбазальтового слоя являются продуктами сноса терригенного материала с континентов и островов. В пользу такого предположения свидетельствует факт увеличения мощности надбазальтового слоя близ островов и континентального побережья, а также отсутствие его на территории Атлантического океана вдали от островов. Но, с другой стороны, данное предположение не объясняет повсеместного распространения надбазальтового слоя, его равномерную мощность вдали от островов в центральной и восточной частях Тихого океана, а также высокие значения скоростей продольных сейсмических волн, т. е. относительно большую плотность слоя.

С точки зрения различных гипотез вторичного происхождения современных океанических бассейнов, надбазальтовый слой также можно рассматривать как продукт сноса, либо предполагать, что он является реликтом первичной континентальной коры. Однако и в этом случае трудно объяснить резкость границы между рыхлыми осадками и надбазальтовым слоем. Изучение характера подводных вулканических извержений показывает, что, как правило, современные действующие подводные вулканы не дают туфов. Тем не менее, не исключена возможность того, что в прошлые геологические эпохи вулканическая деятельность на территориях, ныне занятых водами океана, носила несколько иной характер, и, следовательно, можно предполагать туфовый состав надбазальтового слоя.

Интересные данные, проливающие, как нам кажется, свет на возможный состав надбазальтового слоя, получены сверхглубоким бурением у побережья Северной Америки. В скважине, заложённой в Тихом океане на глубине около 3000 м от уровня моря, под тонким слоем осадков (порядка 200 м) обнаружен пласт базальта мощностью около 30 м, под которым залегает плотная глина. Поскольку в одном из участков Тихого океана с типично океанической структурой коры (согласно сейсмическим исследованиям) располагающийся под осадками слой базальта очень тонок и подстилается глиной, можно предполагать, что аналогичная картина — переслаивание тонких слоев базальта и глины — имеет место и в других районах океанов. Иными словами, представляется правдоподобным, что слой, условно названный надбазальтовым, состоит из целого ряда чередующихся пластов базальта и

уплотненной глины или других осадочных образований. В этом случае величина скорости продольных сейсмических волн в надбазальтовом слое определяется числом и мощностью отдельных пластов в различных пунктах наблюдений. Там, где в суммарной мощности преобладают базальты, скорость будет повышенной, при преобладании осадков — пониженной. Подобные переслаивания основных лав и осадочных пород терригенного, вулканогенного (туфы) или смешанного происхождения обычны в разрезах геосинклинальных областей. Возможно, при образовании океанических впадин сначала происходили непрерывные излияния базальтовых лав, которые и сформировали собственно базальтовый слой мощностью 4—6 км. По мере затухания этого процесса, излияния происходили реже, через все более и более длительные промежутки времени и притом неравномерно и неодновременно по площади океанических бассейнов. На отдельных участках дна океанов в интервалы времени между двумя излияниями базальтовых лав успевали накопиться слои осадков, мощность которых зависела от скорости осадконакопления. С этой точки зрения участки океанической коры с высокими скоростями продольных сейсмических волн в надбазальтовом слое соответствуют областям наиболее интенсивных и частых излияний базальтовых лав. На тех участках коры, где скорости продольных волн в надбазальтовом слое близки по величине к нижнему пределу, базальтовые излияния могли происходить более редко и с меньшим количеством эффузивного материала.

Наиболее мощный надбазальтовый слой должен был накопиться в тех местах, где происходили наиболее интенсивные излияния и поступало наибольшее количество вулканического материала, т. е. в областях, близких к континенту и к вулканическим островам, на которых располагались центры извержения лавового и туфового материала. Как уже указывалось, мощность надбазальтового слоя действительно возрастает с приближением к побережьям континентов и островам.

При анализе сейсмических данных по Северо-Американской котловине Атлантического океана вырисовывается следующая картина. На юге котловины между впадиной Саргассова моря и желобом Пуэрто-Рико надбазальтовый слой мощностью 1,3—1,8 км характеризуется повышенными скоростями продольных волн — порядка 5,7—6,0 км/сек. К югу и западу от этой области при той же средней мощности слоя скорости продольных волн в нем падают до значений 4,2—4,5 км/сек. Можно предположить, что в период образования надбазальтового слоя наиболее активная эффузивная деятельность имела место на некотором ограниченном участке между Саргассовым морем и желобом Пуэрто-Рико и постепенно затухала к югу и западу. Скорость накопления осадков, напротив, была наибольшей вблизи от дуги Больших Антильских островов и уменьшалась с удалением от последних. Таким образом, наблюдаемую разницу в скоростной характеристике надбазальтового слоя можно объяснить здесь тем, что между Саргассовым морем и желобом преобладающую роль в его составе играют базальтовые лавы, а ближе к островной дуге — осадки. Аналогичная закономерность прослеживается в западной части Северо-Американской котловины между Бермудскими островами и прибрежной зоной Северной Америки. В центре указанной области скорость продольных сейсмических волн в надбазальтовом слое около 5,5 км/сек, с приближением к континенту и Бермудским островам уменьшается до 4,0—4,3 км/сек, а в непосредственной близости от островов опять возрастает и достигает величины 5,7 км/сек. Мощность надбазальтового слоя здесь в среднем повсюду близка к 2 км, но у Бермудских островов увеличивается до 5 км. Эти особенности также легко объясняются, если надбазальтовый слой образован переслаиванием базальта и осадков. Наиболее интенсивные из-

лияния базальтовых лав следует предполагать в районе Бермудских островов и в центре рассматриваемой части Северо-Американской котловины. Между этими двумя районами и ближе к континентальному побережью активность эффузивной деятельности была несколько ниже, но за счет приноса осадков с Бермудских островов и континента мощность надбазальтового слоя достигла здесь такой же величины, как и в центральном районе. Около Бермудских островов интенсивная эффузивная деятельность сопровождалась высокой скоростью осадконакопления, поэтому мощность надбазальтового слоя увеличена при повышенном значении скоростей продольных сейсмических волн.

Близость значений скоростей продольных сейсмических волн в базальтовом и надбазальтовом слоях также получает объяснение, так как естественно предположить, что затухание процесса излияний базальтов происходило постепенно.

Не исключена возможность, что и слой базальта в океанах не вполне однороден и на отдельных участках также имеет структуру переслаивания с чрезвычайно тонкими осадочными слоями. В пользу такого предположения свидетельствуют значительные вариации скоростей продольных сейсмических волн в базальтовом слое. Границы раздела между базальтовым и надбазальтовым слоями, а также внутри каждого из этих слоев с рассматриваемой точки зрения должны соответствовать времени изменения характера тектонического режима — моментам резкого уменьшения активности базальтовых излияний.

Анализируя характер распространения надбазальтового слоя на территории Тихого и Атлантического океанов, можно прийти к выводу либо об относительно большей древности Тихого океана, либо о большей интенсивности в его пределах некоторого глубинного процесса, возможно приводящего в конечном результате к образованию гранитного слоя.

Рассматривая данные сейсмических исследований на территории океанических бассейнов, можно прийти к следующим заключениям.

1. Земная кора в области океанов, а также в наиболее глубоких частях внутренних и окраинных морей характеризуется, в первую очередь, отсутствием гранитного слоя. По-видимому, этой же особенностью отличается кора вулканических островов в Исландии. Этот тип коры принято называть океаническим.

2. Структура земной коры океанического типа весьма разнообразна. К специфическим особенностям строения коры отдельных областей нужно отнести наличие или отсутствие надбазальтового слоя и различие в мощностях всех слагающих земную кору слоев: осадочного, надбазальтового и базальтового.

3. Типичная колонка строения коры в океанах должна включать надбазальтовый слой.

4. По структуре земной коры между Тихим и Атлантическим океанами при общем сходстве имеются некоторые особенности, поэтому нельзя говорить о полной идентичности строения коры этих бассейнов. Различия заключаются в средней мощности осадочного чехла и характере распространения надбазальтового слоя.

5. По своему составу надбазальтовый слой скорее всего, по мнению авторов, представляет собой переслаивание базальтовых лав с осадками. Характер его распространения и структура могут указывать на относительный возраст океанов, а также на интенсивность вулканической деятельности и процесса осадконакопления.

Глава IV

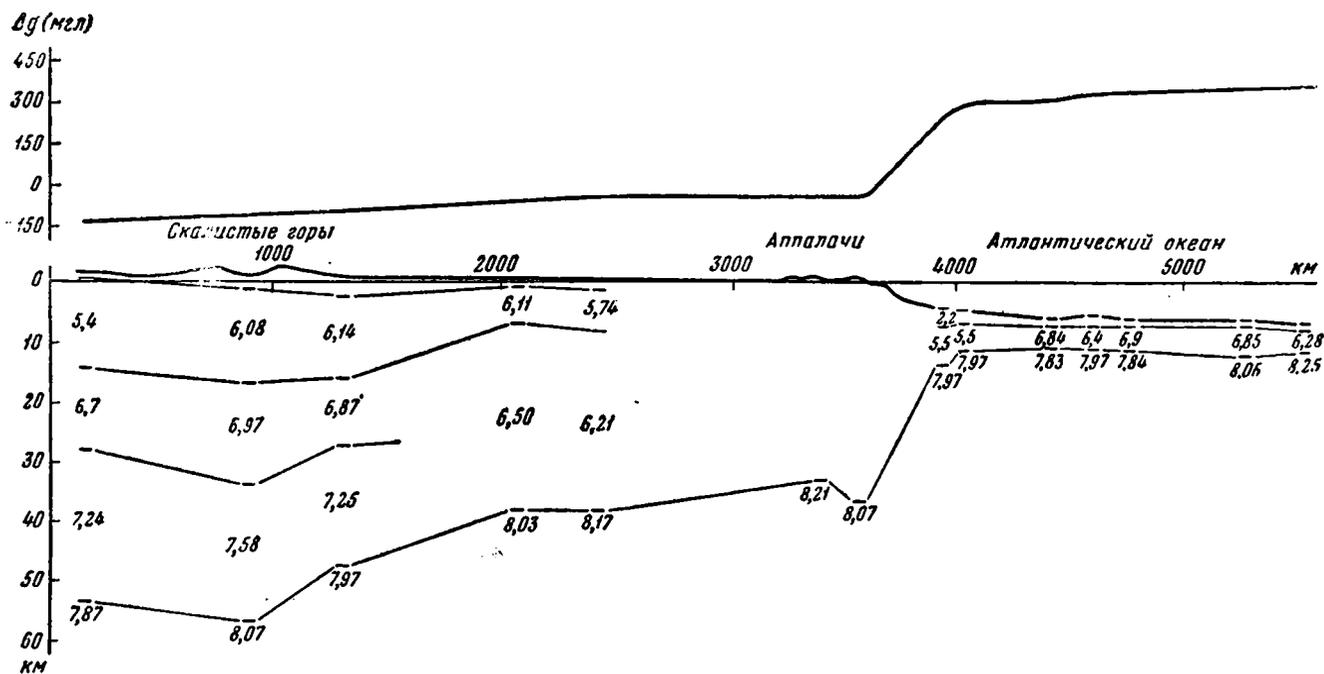
ТИПЫ СТРУКТУР ЗЕМНОЙ КОРЫ

В предыдущих главах были рассмотрены общие закономерности строения земной коры и некоторые особенности, присущие отдельным областям, различным в орографическом отношении.

При этом выяснилось, что большие отклонения от подсчитанных средних значений на кривых корреляционной зависимости аномалий силы тяжести и высоты рельефа от мощности земной коры не случайны и объясняются анизотропией плотности вещества коры и мантии Земли. Вследствие этого, как было отмечено, указанные кривые не могут быть использованы для определения мощности коры по известным значениям аномалий силы тяжести или высоты рельефа. Большие значения средних квадратичных ошибок и соответственно допустимых погрешностей не позволяют также на основании гравиметрии и рельефа построить схему мощности коры земного шара в изолиниях. Поскольку для океанических областей со средней мощностью земной коры порядка 5—10 км допустимая ошибка достигает 8—10 км, на океанах можно было бы провести всего одну изолинию, на континентах — две (средняя мощность коры — около 40 км, допустимая погрешность порядка 20 км).

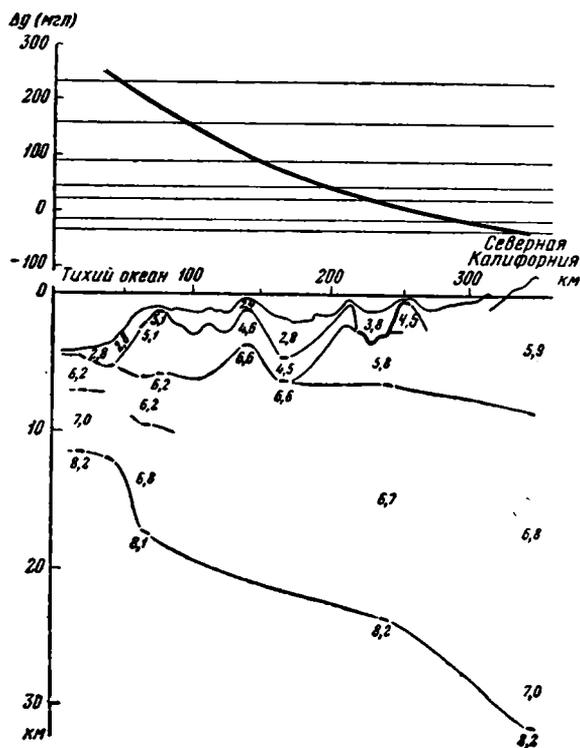
Вместе с тем имеющиеся фактические данные с несомненностью указывают на существование принципиально различных структур земной коры. Уже первые морские сейсмические исследования дали возможность установить резкие различия в структуре коры континентов и океанов, на основании чего земная кора была подразделена на континентальную и океаническую. В дальнейшем рядом авторов был выделен так называемый промежуточный тип коры, характерный для зон перехода от океанической коры к коре континентальной. К этому типу коры относились области окраинных и внутренних морей, некоторые островные дуги и вулканические острова, срединные хребты и прибрежные океанические участки (см. Кропоткин, 1956).

Накопившийся за последние годы более обширный сейсмический материал позволяет выявить структурные различия внутри каждого из указанных типов земной коры. Специфический характер зависимостей аномалий силы тяжести и высоты рельефа от мощности коры в отдельных областях земного шара, резкие различия в мощности отдельных слоев коры, обнаруживаемые в разных орографических районах и ряд других признаков могут служить основанием для более дробного подразделения структур земной коры. Авторами настоящей работы была предпринята попытка такого рода классификации структур земной коры на основании сейсмических, гравиметрических и топографических данных.



Фиг. 24. Скоростной разрез земной коры через северо-западную часть Атлантического океана и Северо-Американский континент

Вся земная кора подразделена, во-первых, на континентальную и океаническую. Основой для такого подразделения служит резкое различие в структуре и мощности коры континентов и океанов. Континентальная кора характеризуется прежде всего присутствием мощного гранитного слоя, вторым признаком является ее большая мощность (как правило, не менее 25—30 км).



Фиг. 25. Скоростной разрез земной коры через северную Калифорнию и прибрежную часть Тихого океана. По Рейту и др., 1955

В структуре океанической коры гранитный слой отсутствует, а ее мощность значительно ниже (в среднем 5—10 км и не более 28 км). Различия между континентальной и океанической корой особенно четко вырисовываются на сейсмических разрезах. На фиг. 24 и 25 представлены разрезы через западную часть Атлантического океана и Северо-Американский континент (фиг. 24), построенные авторами, и разрез через прибрежную зону Тихого океана и Северную Калифорнию (фиг. 25), заимствованный у Рейта (Shor a. Raith, 1958). Для сравнения над обоими профилями нанесена кривая изменения аномалий силы тяжести в редукции Буге.

На приведенных разрезах ясно видно, как с переходом из океанических областей на континент Северной Америки тонкая океаническая кора сменяется мощной континентальной. Различие проявляется не только в появлении гранитного слоя, но и в значительном увеличении мощности слоя со скоростями продольных волн, характерными для базальтов. Переходная зона совпадает в основном с континентальным склоном и очень незначительна по ширине. Таким образом, трудно говорить о постепенном характере перехода океанической коры в кон-

тинентальную, скорее имеет место резкое изменение характера коры при глубине океана порядка 1,0—3,0 км. Неглубокое залегание плотных масс вещества мантии вызывает на океанических участках интенсивные положительные гравитационные аномалии (± 50 — ± 450 мгл), в то время как в области континентов многокилометровые толщи относительно легкой сиалической коры обуславливают отрицательное поле силы тяжести (до -500 мгл).

Континентальная и океаническая кора резко отличаются не только по мощности, но и по структуре. Океаническая кора, как было показано в главе III, характеризуется наличием трех основных слоев: осадочного, надбазальтового и базальтового. В ряде случаев удается обнаружить границы раздела внутри каждого из этих слоев, однако общее количество слоев и «подслоев» нигде не превышает 4—5. Мощность каждого слоя невелика — от десятых долей километра до 8—10 км близ островов и в прибрежных зонах.

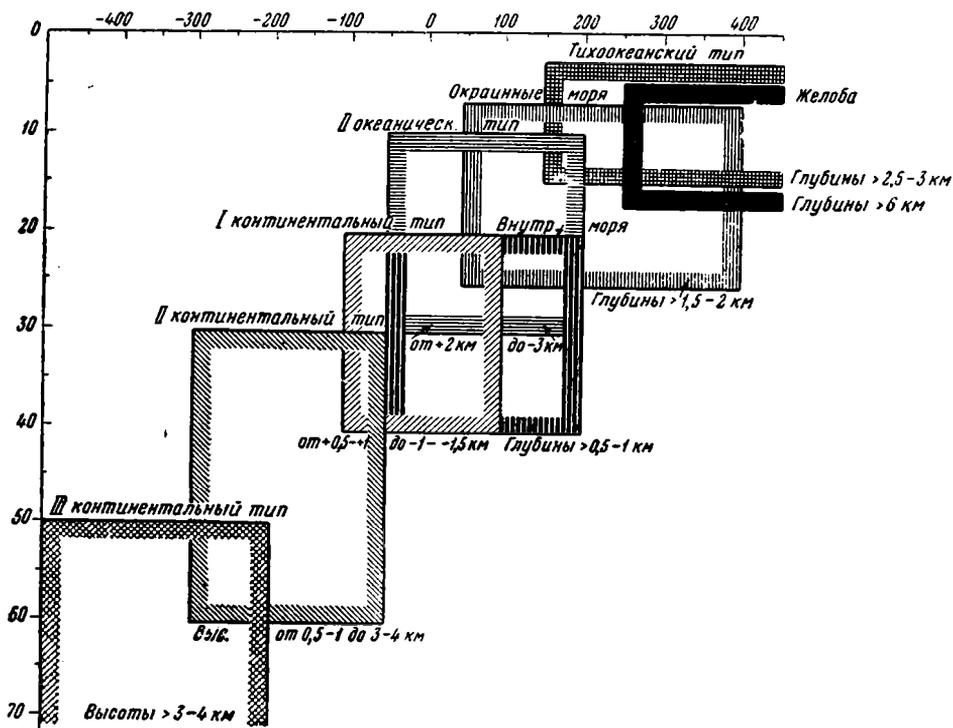
Для континентальной коры характерно более сложное строение. Мощный осадочный чехол, состоящий, как правило, из разновозрастных, в различной степени уплотненных и метаморфизованных осадков, залегает на кристаллическом фундаменте, чаще всего гранитном в своей верхней части (граниты, гнейсы, породы гранодиоритового состава, кристаллические сланцы). На больших глубинах гранит сменяется породами, близкими по своим упругим свойствам к базальту. Однако являются ли эти породы действительно базальтом, в настоящее время не установлено. Вполне возможно, что они фактически представлены метаморфическими образованиями среднего и основного состава. Ксенолиты, вынесенные с большой глубины в кимберлитовых трубках и других интрузиях, пронизавших при своем внедрении всю толщу материковой земной коры, представляют собой разнообразные кристаллические сланцы, меланократовые гнейсы и эглогиты.

Внутри осадочного чехла, состоящего из пород чрезвычайно разнообразного состава, обнаруживается несколько (нередко 4—5) границ раздела. Кристаллический фундамент также состоит из отдельных мощных слоев. Абсолютные превышения рельефа над уровнем моря в огромном большинстве случаев положительны и достигают в горных областях нескольких километров.

Таким образом, подразделение земной коры на континентальную и океаническую базируется на ряде фактов и может быть произведено на основании сейсмических и гравиметрических данных, а там, где их нет, по высоте среднего уровня рельефа.

Более сложный и спорный вопрос — это выделение внутри океанической и континентальной коры более мелких типов, т. е. классификация по структурам второго порядка. В настоящей работе такое подразделение было произведено следующим образом. В основу классификации положен показатель мощности земной коры, а в качестве дополнительного критерия использованы данные о мощности осадков в отдельных орографических областях. Участки коры, достаточно изученные с помощью сейсмических исследований, классифицировались по данным сейсмоки. Для остальных территорий были использованы корреляционные зависимости между мощностью земной коры, гравитационным полем (в редукции Буге) и рельефом. На основании сейсмических данных океаническая кора подразделяется на 5 отдельных типов, которые наиболее отчетливо могут быть охарактеризованы по данным, относящимся к северо-западной части Атлантического океана. Первый океанический тип коры характерен для открытых частей Атлантического океана вдали от островов и побережья. Кора этого типа наименее мощная — от 3 до 17 км, при глубине дна океана 2—5 км и аномалиях силы тяжести от +150 до +450 мгл. (фиг. 26).

Второй океанический тип земной коры отличается повышенной мощностью (10—25 км), меньшей глубиной дна (до 2,5 км) и более низкими значениями аномалий силы тяжести — от 0 до +150 мгл. В пределах северо-западной части Атлантического бассейна кора этого типа распространена вдоль побережья Северо-Американского континента и в районе Бермудских и Азорских островов. Характерным признаком является повышенная мощность базальтового и надбазальтового слоев.



Фиг. 26. Схема типов структур земной коры. По оси абсцисс отложены значения аномалий силы тяжести в редуции Буге (Δg), по оси ординат — мощность коры (в км).

В отдельные типы земной коры выделена кора Карибского моря и желоба Пуэрто-Рико. Основанием для их выделения послужили уже описанные выше особенности связи мощности земной коры этих областей с гравитационным полем и рельефом (повышенная мощность коры при высоких значениях аномалий силы тяжести и относительно больших глубинах).

Анализируя имеющиеся немногочисленные сейсмические данные по остальным территориям Мирового океана и сопоставляя их с характером гравитационного поля и орографическим положением отдельных областей, авторы пришли к выводу, что выделенные в северо-западной Атлантике типы океанических структур можно распространять на все участки коры Мирового океана, принимая во внимание орографический критерий.

Континентальная земная кора наиболее детально изучена сейсмическими методами на территориях Европы и Северной Америки. Низменным участкам поверхности этих континентов свойственна мощность коры не более 35—40 км, спокойный рельеф поверхности Мохоровичи-

ча, близкие к нулю значения аномалий силы тяжести и в большинстве случаев мощный осадочный чехол. Складчатые системы разных возрастов, выраженные в рельефе возвышенностями (Аппалачи, Кордильеры, Аппенины, Альпы, Карпаты и др.) чаще всего связаны с резким погружением поверхности Мохоровичича, увеличением мощности земной коры и соответственно ростом отрицательных аномалий силы тяжести. Аналогичная картина наблюдается во всех пунктах сейсмических исследований на территориях других континентов и ряда островных дуг.

Таким образом, представляется возможным произвести следующее общее подразделение структур земной коры на 8 типов (см. фиг. 26).

ОКЕАНИЧЕСКАЯ КОРА

1. Первый (I) океанический тип земной коры, который включает в себя большую часть территории Мирового океанического бассейна с глубинами свыше 2 км, т. е. все океанические котловины. Это хорошо видно на фиг. 27 и 28.

2. Второй (II) океанический тип коры. Он характерен для участков океана, окружающих континентальные структуры, для вулканических островов и прилегающих к ним водных пространств, для океанических хребтов и районов коралловых рифов. По сравнению с океанической корой I типа мощность коры повышена главным образом за счет базальтового и надбазальтового слоев и отчасти за счет осадков.

Помимо перечисленных структурных элементов, ко II океаническому типу коры отнесен о-в Исландия. Согласно данным сейсмических исследований, мощность земной коры в Исландии составляет 27—28 км и имеет океаническую структуру — под незначительным слоем осадков (1—2 км) залегают базальты. Географическое положение острова — на северном продолжении срединного Атлантического хребта — свидетельствует о его генетической связи с последним.

Рифтовая долина подводного хребта, как полагает ряд исследователей, находит свое продолжение в структурах Исландии. По сравнению с континентальными участками земной коры гравитационное поле в Исландии также специфично. Его величина колеблется в пределах от +50 до —50 мгл, убывая к возвышенностям центральной части острова. На континентах такие значения аномалий силы тяжести характерны для низменностей, в то время как Исландия представляет собой сложную горную систему со средней высотой рельефа 1,5 км.

Согласно данным Е. Н. Люстиха и других исследователей (Люстих, 1957; Báth, 1960). Исландия, аналогично большей части срединных океанических хребтов, близка к состоянию изостатического равновесия. Элементарный подсчет показал, что в этом случае «корень» базальтовой коры должен быть погружен в мантию на глубину около 26—27 км, что полностью совпадает с данными сейсмических исследований. Для сравнения напомним, что континентальная кора при высоте рельефа 1,5—2,0 км имеет мощность порядка 40—45 км (в изостатически уравновешенных районах) и характеризуется низким значением аномалий силы тяжести (—200 — —300 мгл). Таким образом, земная кора в Исландии является как бы крайним членом в ряду океанических структур.

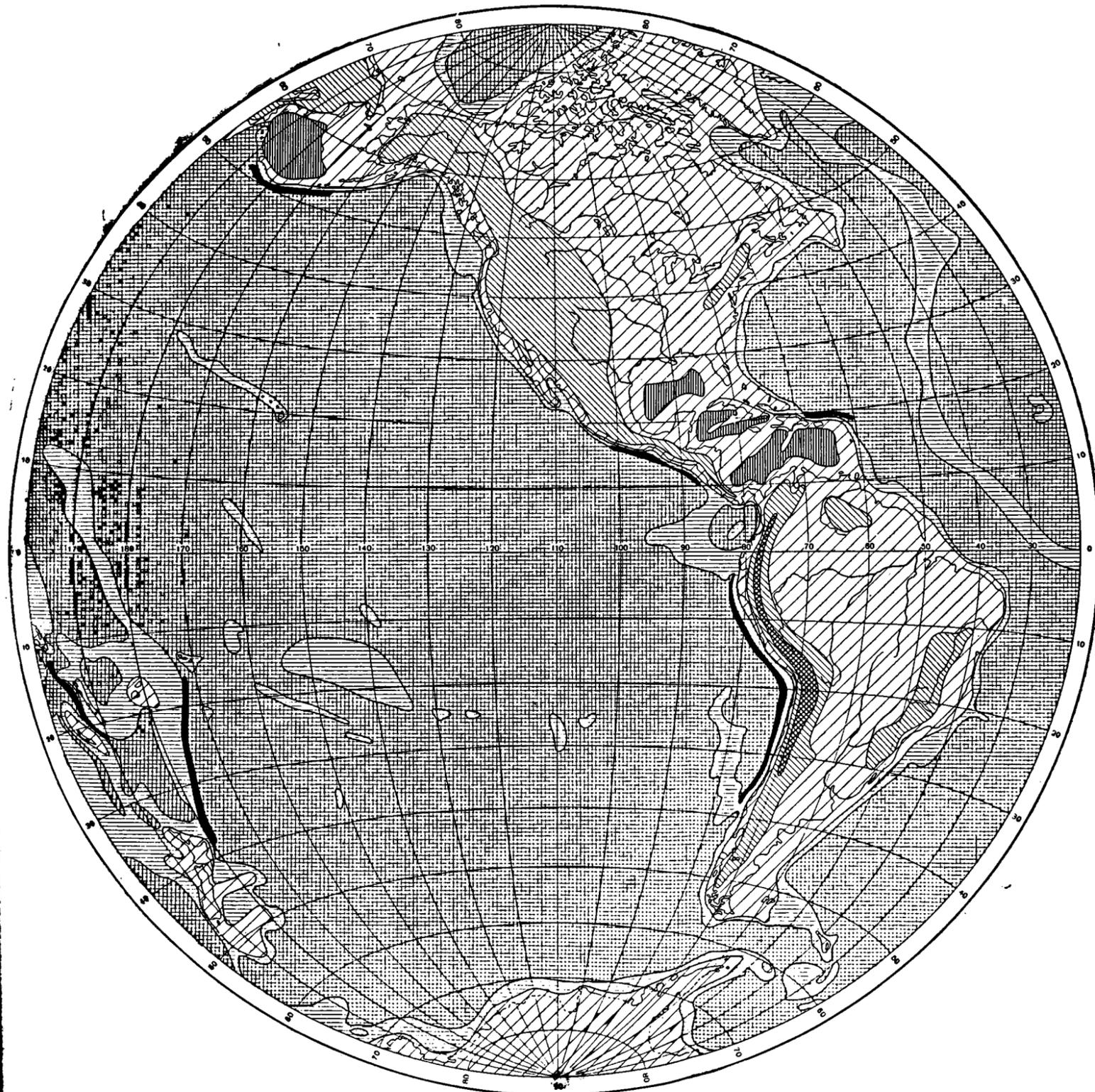
В противоположность Исландии на Гавайских островах наблюдаются очень высокие положительные изостатические аномалии, т. е. данный участок земного шара изостатически неуравновешен. Аномалии силы тяжести в редукции Буге достигают здесь +150 мгл, что указывает на сравнительно неглубокое залегание поверхности Мохоровичича

(не глубже 20 км от уровня моря). Последнее подтверждается материалами сейсмических исследований. Следовательно, необходимо иметь в виду, что между отдельными структурными элементами, отнесенными ко II океаническому типу земной коры, существуют значительные различия. Возможно, в дальнейшем удастся произвести более дробную классификацию этого типа океанической коры. Как правило, структуры такого типа протягиваются в виде узких полос и отдельных пятен в центральных частях и по периферии океанов, вдоль границы последних с континентами.

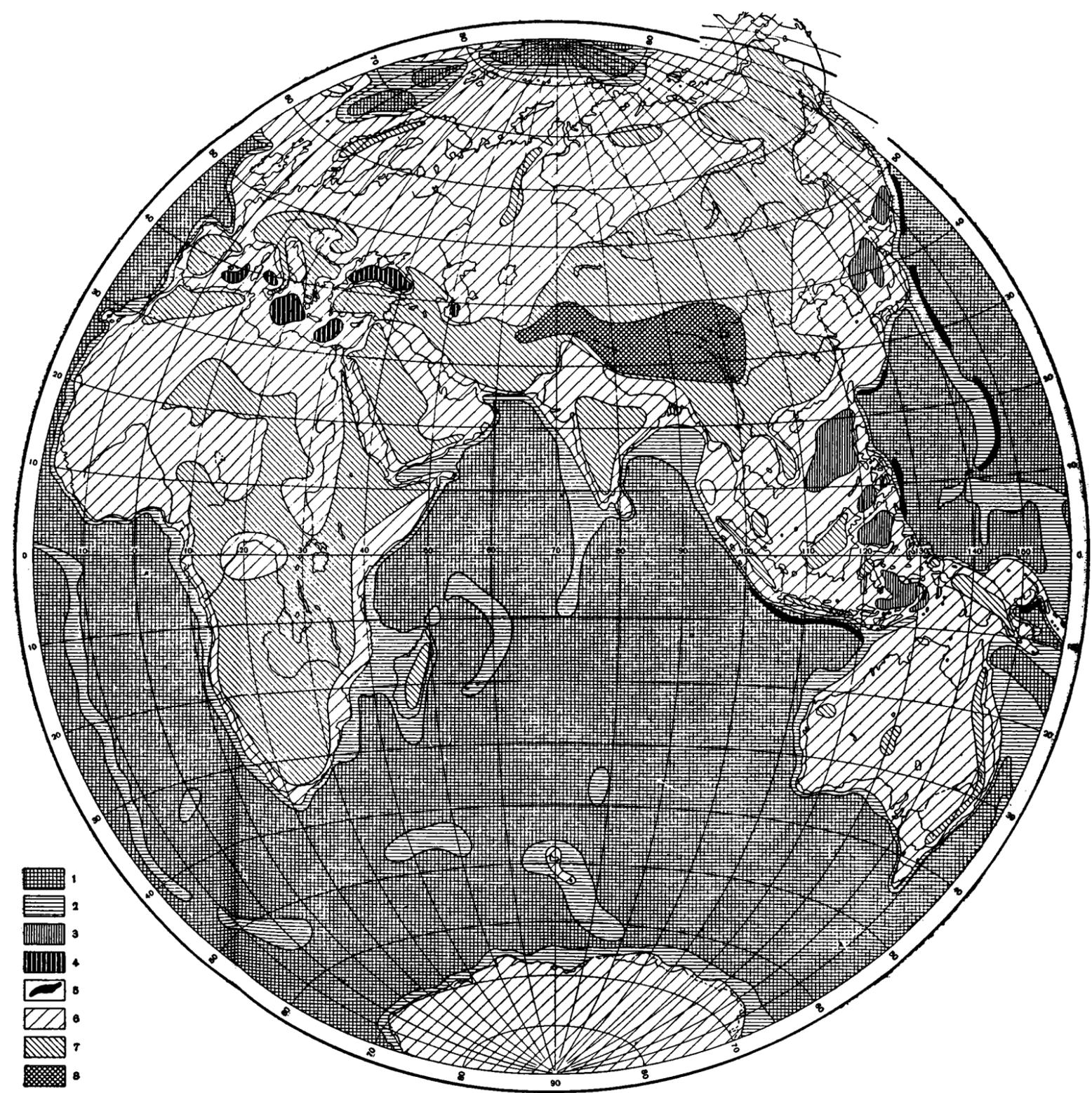
3. Тип коры окраинных морей характеризуется значительной ее мощностью (5—20 км), возрастающей главным образом за счет базальтового слоя и, по-видимому, повышенной средней плотностью подкорового вещества. Последнее предположение целиком основано только на анализе данных по Карибскому морю и Мексиканскому заливу. Окраинные моря занимают особое положение в общем структурном плане земной поверхности. Являясь частями океанических бассейнов, они в то же время отделены от основных частей цепочками островных дуг и глубоководными впадинами и представляют собой поэтому обособленные океанические участки. По структуре и мощности земной коры окраинные моря близки ко II океаническому типу структур, однако величины наблюдаемых аномалий силы тяжести здесь значительно выше, несмотря на континентальное окружение.

Перечисленные особенности послужили основанием для выделения глубоких частей (с глубинами дна более 1,5—2 км) окраинных морей в отдельный тип структур земной коры. Мелководные участки этих морей, судя по материалам сейсмических исследований, имеют континентальную структуру коры.

4. Кора глубоководных впадин или желобов, аналогичных желобу Пуэрто-Рико, выделена в особый тип структур по следующим признакам. В рельефе океанического дна желоба представляют собой узкие впадины, вытянутые вдоль островных дуг или континентального побережья. Они имеют крутые склоны и глубину значительно большую, чем на соседних участках ложа Мирового океана (до 8—10 км от уровня моря) и по своему рельефу несколько напоминают грабенообразные структуры континентов. В противоположность мнению, высказанному рядом авторов, сейсмические исследования земной коры в районах желобов, несомненно, показали, что под осями желобов кора не утонена, а, наоборот, по сравнению с прилегающими океаническими участками имеет значительно большую мощность. На фиг. 29 и 30 приведено два сейсмических профиля, наглядно иллюстрирующих эту особенность строения земной коры в районе желобов Пуэрто-Рико и Тонга. Некоторое уменьшение мощности коры имеет место под океаническими склонами желобов, но в направлении склона, обращенного к островам, мощность коры резко возрастает. Гравитационное поле над желобами характеризуется высокими положительными значениями аномалий Буге, а с приближением к островам — большими градиентами абсолютных значений аномалий в сторону их уменьшения. Высокие положительные аномалии силы тяжести при сравнительно высокой мощности коры в районах желобов могут быть отчасти объяснены влиянием неглубокого залегания поверхности Мохоровичича в прилегающих частях океана. Однако, как было показано в главе II на примере желоба Пуэрто-Рико, не исключена также возможность повышенной плотности вещества мантии. Характер рельефа поверхности Мохоровичича указывает, по-видимому, на наличие единого «корня» у островных дуг и желобов. Такое предположение впервые было высказано Рейтом в 1953 г. (Raitt, 1956) на основании сейсмических исследований в районе желоба Тонга и в дальнейшем подтверждено

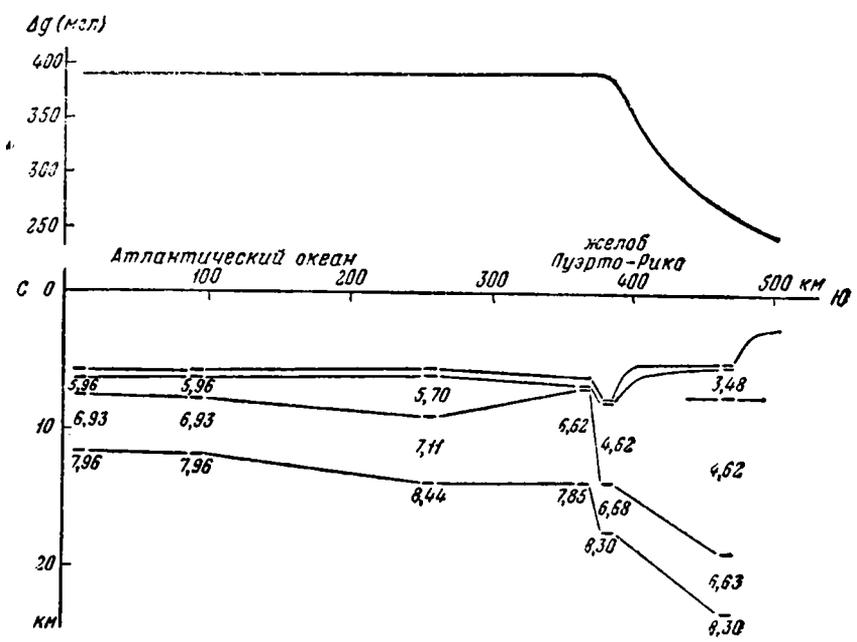


Фиг. 27. Схема распространения различных типов структур земной коры на территории земного шара (западное полушарие).

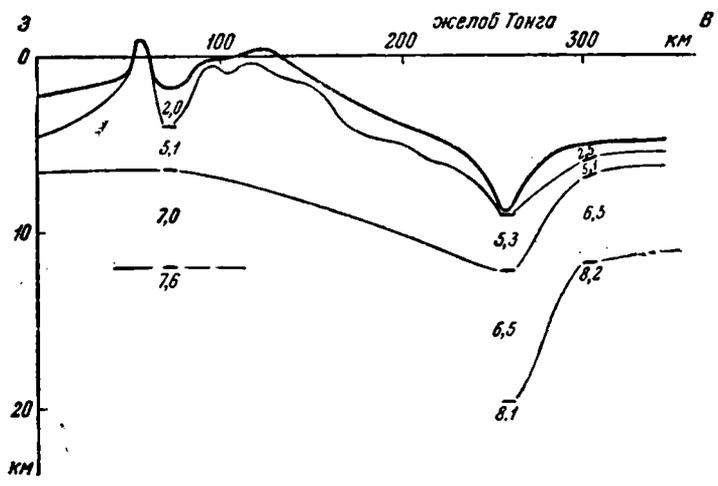


Фиг. 28. Схема распространения различных типов структур земной коры на территории земного шара (восточное полушарие).

1 — I океанический тип коры; 2 — II океанический тип коры; 3 — тип коры окраинных морей; 4 — тип коры внутренних морей; 5 — тип коры глубоководных желобов; 6 — I континентальный тип коры; 7 — II континентальный тип коры; 8 — III континентальный тип коры



Фиг. 29. Скоростной разрез земной коры через жёлоб Пуэрто-Рико



Фиг. 30. Скоростной разрез земной коры через жёлоб Тонга. По Рейту, 1956

данными Юинга и др. (Ewing J., Antoine M., Ewing M., 1960; Ewing, Heezen, 1955) на примере желоба Пуэрто-Рико. Аномалии силы тяжести непрерывно убывают от желобов к островным дугам в среднем с постоянным градиентом.

Необходимо указать, что при обработке сейсмических данных советской Тихоокеанской экспедиции, проводившей работы в районе Курило-Камчатской островной дуги и глубоководной впадины (материалы Института физики Земли АН СССР), на ряде профилей был обнаружен некоторый подъем поверхности Мохоровичича между впадиной и островной дугой. Однако сколько-нибудь детально проанализировать этот вопрос будет возможно лишь после опубликования всех исходных данных. Во всяком случае имеют ли место единый или раздельные корни земной коры под желобами и островными дугами, факт резкого увеличения мощности коры от оси желобов в сторону островов в настоящее время не вызывает сомнений и может служить основанием для выделения желобов в особый тип структур земной коры наряду с другими, указанными выше признаками.

5. Океаническая кора внутренних морей Европы и Азии существенно отличается от четырех рассмотренных типов структур земной коры. Основное отличие заключается в наличии мощного слоя осадочных пород (10—12 км в Черном и Средиземном морях и до 20 км в южной части Каспийского моря). Именно за счет этого слоя следует отнести значительное повышение мощности коры. Слой базальта, подстилающий осадочную толщу, по своей мощности сравним с базальтовым слоем коры II океанического типа и окраинных морей. Общая мощность коры наибольшая в Каспийском море (до 37—40 км), в Черном море она достигает 20—25 км. По Средиземному морю нет определенных данных о мощности земной коры, но по величине аномалий силы тяжести, глубинам дна и скоростям прохождения поверхностных волн можно предполагать сходство глубоких участков этого бассейна с корой внутренних или окраинных морей. На фиг. 27 и 28 к типу коры внутренних морей отнесены небольшая южная часть Каспийского моря, почти все (за исключением шельфовой зоны) Черное море и три отдельных участка на территории Средиземного моря. Окружающие пространства, по-видимому, имеют континентальную структуру земной коры.

КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ КОРА

1. Первый континентальный тип структур земной коры характеризуется широкими пределами мощности коры при сравнительно незначительных вариациях аномалий силы тяжести, близких к нулю (± 50 мгл). Возможно, некоторую роль в этом играют не только различия в плотности коры в горизонтальном направлении, но и в плотности вещества мантии в переходных зонах от океана к континенту. В первый континентальный тип коры включена кора шельфовых областей и верхней части континентального склона (до глубин 1—2 км), где еще присутствует гранитный слой, низменных частей континентов, прибрежных участков срединных и окраинных морей, мелководных морей юго-востока Азии и отдельных заливов. Этот тип коры, наряду с первым океаническим типом, имеет наиболее широкое распространение на территории земного шара (см. фиг. 27—28).

2. Ко второму континентальному типу структур земной коры отнесены возвышенные участки континентов и ряда островов, а также большинство складчатых сооружений различного возраста, со средней высотой рельефа до 3—4 км и отрицательными аномалиями силы тяжести от —50 до —300 мгл. Мощность коры этого типа в большинстве

случаев увеличена за счет гранитного и так называемого базальтового слоев¹.

На большинстве территорий второй континентальный тип коры выделен по гравиметрическим данным и высоте рельефа, так как сейсмические исследования проведены лишь на отдельных участках, главным образом в Северной Америке и советской Средней Азии.

3. Наиболее проблематично выделяется последний тип структур земной коры — кора высокогорных областей земного шара со средней высотой рельефа более 3—4 км. Сюда относится кора складчатых сооружений Гималаев и Куэнь-Луня, заключенное между ними плоскогорье Тибет, Гиндукуш и средняя часть Южно-Американских Анд. Точных сейсмических данных о структуре и мощности земной коры в этих областях нет. Отрывочные данные об изостатических аномалиях свидетельствуют как будто бы о близости перечисленных областей к состоянию изостатического равновесия. Но в этом случае при высоте рельефа 3—4 и более километров кора должна иметь корень не менее, чем на 50 км погруженный в мантию, т. е. мощность земной коры не может быть меньше 60 км. Ряд крупных взрывов, проведенных на Тихоокеанском побережье Южной Америки, показали, что мощность коры под центральной частью Анд достигает 70—75 км. Аналогичные результаты дают исследования записей чилийского землетрясения. В районе Гималаев мощность земной коры определена только методом А. А. Трескова и оценивается величиной около 80 км. По отраженным волнам в Гиндукуше Чаудхури определил толщину коры в 76 ± 10 км. Все эти данные не отличаются точностью, однако в данном случае они, по-видимому, недалеко от истины.

Таким образом, все структуры земной коры подразделены на 8 типов — 5 океанических и 3 континентальных. Установить четкие границы между отдельными типами структур не представляется возможным. Как видно на фиг. 26, значения всех трех показателей (мощности коры, величины аномалий Буге и высоты рельефа), избранных в качестве основы классификации, частично, а иногда и полностью перекрываются для смежных типов структуры. Такие совпадения отдельных характеристик неизбежны, как показывает анализ данных точных сейсмических исследований. Приведем лишь один наиболее яркий пример. Земная кора окраинных и внутренних морей, имеющая, судя по отсутствию гранитного слоя, типично океаническую структуру, достигает мощности 20—25 км, а на Каспийском море даже 40 километров. В то же время для шельфовых зон и некоторых низменных участков континентов с материковой структурой коры характерны мощности 20—30 км, а иногда и менее (близ материкового склона). Так, по мощности земной коры нельзя провести резкую границу даже между океанической и континентальной корой, не говоря уже об отдельных типах. Гравитационное поле и высота рельефа также могут быть одинаковы для различных типов структур земной коры. Примером могут служить уже упомянутые острова — Исландия и Гавайи, где абсолютные превышения земной поверхности над уровнем моря такие же, как на возвышенных частях континентов. В то же время аномалии силы тяжести в Исландии сходны по величине с низменными и шельфовыми участками континентов, т. е. соответствуют первому типу континентальных структур.

Следовательно, необходимо иметь в виду, что границы между отдельными типами земной коры, изображенными на карте фиг. 27 и 28, в значительной мере условны. Если в целом карта отражает общую

¹ Под базальтовым понимается слой, сходный, по упругим характеристикам, с базальтами.

картину распределения различных типов структур коры на территории земного шара, то положение границ между отдельными типами может варьировать в более или менее широких пределах. Поэтому предлагаемая карта должна рассматриваться как предварительная и далеко неточная схема районирования земной коры по структурным типам. На основании этой карты можно составить только общее представление о структурном плане земной коры. Вместе с тем факт отсутствия резких границ раздела между близкими типами структур свидетельствует, по мнению авторов, о генетической связи отдельных структурных элементов земной коры и, возможно, в какой-то мере отображает всю сложность и взаимосвязанность глубинных процессов, вызывающих формирование тех или иных структур коры и форм земной поверхности.

Проведение более детальной и точной классификации структур земной коры невозможно без тщательного изучения геологических данных, истории развития отдельных областей, без анализа всего комплекса геофизических материалов, в частности результатов магнитной съемки, сведений о тепловом потоке, о направленности и величине современных вертикальных движений и т. д.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный анализ сейсмических данных и результаты их сопоставления с гравиметрией и высотой поверхности рельефа суши и дна океанов дают возможность сделать следующие общие выводы.

1. Между аномалиями силы тяжести в редукции Буге, мощностью земной коры (или глубиной залегания поверхности Мохоровичича) и высотой уровня земной поверхности существуют средние корреляционные зависимости. Для отдельных, различных в орографическом отношении областей эти зависимости имеют специфический характер. Эти частные особенности структур, ввиду ограниченного количества сейсмических данных, удалось исследовать лишь по району Карибского моря, желоба Пуэрто-Рико и открытой части Атлантического океана. Для этих трех областей получены корреляционные зависимости между указанными параметрами, существенно отличающиеся от средних зависимостей, характерных для земного шара в целом. Большие отклонения от средних зависимостей на этом интервале сопоставлений дают основание предполагать, что и для других областей корреляционные зависимости должны быть различны.

2. Последнее обстоятельство в основном объясняется неоднородной плотностью вещества мантии в горизонтальном направлении непосредственно под поверхностью Мохоровичича и глубже, вплоть до глубин не менее 50 км от уровня моря, а возможно, значительно больше. Существование плотностных неоднородностей в мантии Земли установлено на основе качественного анализа скоростных колонок земной коры при известных аномалиях силы тяжести. Таким образом, неоднократно высказывавшаяся за последние годы В. А. Магницким, С. И. Субботиным, А. А. Борисовым и другими исследователями мысль о неоднородности мантии по плотности находит свое прямое подтверждение в данных геофизических исследований. В ряде случаев удается установить примерные границы областей относительно большей или меньшей плотности вещества мантии. Так, под Карибским морем и желобом Пуэрто-Рико по сравнению с открытой частью Атлантического океана плотность мантии, видимо, выше.

Наиболее дифференцированы по плотности самые верхние слои мантии под океанами, в частности под Атлантическим бассейном. Относительно плотности более глубоких слоев прямых данных нет.

3. Обнаруженные различия плотности вещества мантии в горизонтальном направлении заставляют несколько по-иному отнестись к вопросу об изостазии, хотя в самом грубом приближении имеющиеся данные подтверждают изостазию по схеме Эри. В общей схеме изостазии при дальнейшем ее уточнении должны учитываться плотностные особенности не только коры, но и мантии для каждой отдельной

области. По всей вероятности, различия в плотности вещества мантии на одном глубинном уровне могут быть довольно значительны; в ряде случаев они вызывают на поверхности Земли аномалии силы тяжести до 200 *мгл* в редукции Буге.

4. В строении земной коры океанических областей на примере Атлантического и Тихого океанов установлены некоторые различия. В целом строение земной коры океанических и морских областей более сложно, нежели это считалось до настоящего времени. Между слоем осадков и базальтом залегает слой мощностью 1—2 км и более (близ островов и континентального побережья) со скоростями продольных сейсмических волн от 4 до 6 *км/сек*. Наиболее вероятный состав этого слоя, условно названного нами надбазальтовым, — переслаивание осадков и базальтовых лав. На территории Тихого океана надбазальтовый слой распространен повсеместно, а в Атлантическом океане — только вблизи островов и континентов. Возможно, указанная особенность связана с различным возрастом Тихого и Атлантического океанов.

5. Сейсмические, гравиметрические и орографические данные должны лежать в основе классификации крупных структур земной коры по типам. Отдельные типы структур характеризуются определенными пределами мощности земной коры, глубины залегания поверхности Мохоровичича, величин аномального поля силы тяжести и абсолютных высот рельефа. Поэтому производить классификацию только по одному из указанных признаков, не принимая во внимание остальные, было бы принципиально неверным. Предлагаемая в настоящей работе схема, в которой выделено 8 типов структур земной коры, представляет собой первую предварительную попытку классификации по комплексу признаков. Данная схема, безусловно, нуждается в дальнейшей разработке и уточнении с более широким привлечением геологических материалов.

Все полученные результаты — итог первого и наиболее общего этапа работы по изучению глубинного строения земной коры и связи глубинных и поверхностных структур. Дальнейшая разработка этого вопроса будет заключаться в более детальном сопоставлении геофизических данных с данными тектоники и комплексной их интерпретации на примере отдельных областей с целью выявления условий развития структур земной коры.

СВОДКА ДАННЫХ О СТРОЕНИИ И МОЩНОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ,
ПОЛУЧЕННЫХ НАИБОЛЕЕ ТОЧНЫМИ СЕЙСМИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

Номер точки, литературный источник	Координаты точек		Абсолютное превышение над уровнем моря, \pm км	Характеристика слоев		Общая мощ- ность земной коры в данной точке
	λ	φ		Мощность, км	Скорость, км/сек	
Атлантический бассейн						
<i>Северо-Американская котловина</i>						
1 Bentley Worzel, 1956	56° з. д.	41° с. ш.	-4,40	1,02	(1,79)	10,94
				1,43	2,66	
				3,38	3,93	
				5,11	6,7 \pm 0,08	
					7,76 \pm 0,13	
2 Bentley a. Worzel, 1956	55,5° з. д.	42° с. ш.	-4,90	0,33	(1,79)	5,7
				2,05	2,66	
				1,95	3,93	
				1,37	6,7 \pm 0,08	
					7,76 \pm 0,13	
3 Officer a. oth., 1959	62,3° з. д.	24,4° с. ш.	-5,87	0,48	(1,75)	6,28
				5,80	6,87	
					8,21	
4 Officer a. oth., 1959	62,0° з. д.	22,75° с. ш.	-5,86	0,58	(1,77)	5,75
				1,25	5,96	
				3,92	6,93	
					7,96	
5 Officer a. oth., 1959	61,8° з. д.	22,0° с. ш.	-5,74	0,39	(1,77)	6,09
				1,70	5,96	
				4,0	6,93	
					7,96	
6 Officer a. oth., 1959	61,9° з. д.	20,5° с. ш.	-5,49	0,36	(1,73)	8,31
				3,01	5,70	
				4,94	7,11	
					8,44	
7 Officer a. oth., 1959	61,25° з. д.	20,25° с. ш.	-5,49	0,50	(1,73)	5,48
				1,67	5,70	
				3,31	7,11	
					8,44	
8 Gaskell, 1954	62,3° з. д.	36,1° с. ш.	-5,04	0,6	2,1	6,0
				2,6	4,2	
				2,8	6,8	
					—	
9 Gaskell, 1954	68,5° з. д.	27,8° с. ш.	-5,26	0,5	2,1	12,9
				1,7	4,4	
				10,7	7,2	
					—	
10 Hersey a. oth., 1959	75° 0,1' з. д.	29° 33,5' с. ш.	-4,50	2,39	1,89	6,83
				4,44	6,70	
					7,85	

ПРИЛОЖЕНИЕ I (продолжение)

Номер точки, литературный источник	Координаты точек		Абсолютное превышение над уровнем моря, ± км	Характеристика слоев		Общая мощ- ность земной коры в данной точке
	λ	φ		Мощность, км	Скорость, км/сек	
11 Hersey a. oth., 1959	75°40,6' з. д.	29°40,2' с. ш.	-4,57	2,52 3,99	1,89 6,70 7,85	6,51
12 Hersey a. oth., 1959	73°53' з. д.	30°13' с. ш.	-3,80	1,12 2,20 1,54 (4,90)	1,83 2,44 5,67 6,90 8,10	9,76
13 Hersey a. oth., 1959	73°28' з. д.	29°56' с. ш.	-3,80	1,24 2,15 1,10 4,90	1,83 2,44 5,67 6,90 8,10	9,39
14 Hersey a. oth., 1959	75°03,3' з. д.	31°05,7' с. ш.	-3,43	1,07 0,49 1,97 2,90 0,37 8,0	1,83 2,17 2,57 5,24 6,69 7,20 8,40	14,80
15 Hersey a. oth., 1959	75°30' з. д.	31°11,5' с. ш.	-3,43	1,07 0,63 1,85 1,85 2,55 7,01	1,83 2,17 2,57 5,24 6,69 7,20 8,40	14,96
16 Hersey a. oth., 1959	74°46' з. д.	31°52' с. ш.	-4,11	1,44 1,36 2,08 3,34 8,98	1,83 2,64 3,84 6,45 7,12 7,95	17,20
17 Hersey a. oth., 1959	75°58,2' з. д.	30°35,4' с. ш.	-3,83	0,75 1,57 2,52 1,29 3,78	1,83 2,22 3,94 6,51 7,31 8,60	9,91
18 Hersey a. oth., 1959	74°25' з. д.	33°19' с. ш.	-4,34	0,80 1,54 2,31 4,25 4,27	1,77 2,35 3,71 6,24 7,10 8,43	13,17

ПРИЛОЖЕНИЕ I (продолжение)

Номер точки, литературный источник	Координаты точек		Абсолютное превышение над уровнем морья, ± км	Характеристика слоев		Общая мощ- ность земной коры в данной точке
	λ	φ		Мощность, км	Скорость, км/сек	
19 Hersey a. oth., 1959	74°36,9' з. д.	32°41,5' с. ш.	-4,45	1,19 0,76 3,10 1,31 4,27	1,77 2,35 3,71 6,24 7,10 8,43	10,63
20 Hersey a. oth., 1952	62,1° з. д.	23,6° с. ш.	-5,87	1,48 7,11	4,22 6,87 8,21	8,6
21 Hersey a. oth., 1952	66,5° з. д.	21,5° с. ш.	-5,30	0,42 2,26 2,49	1,69 4,31 6,64 7,94	5,17
22 Hersey a. oth., 1952	66,5° з. д.	21,5° с. ш.	-5,30	1,13 2,91	1,71 6,64 7,94	4,04
23* Hersey a. oth., 1952	67° з. д. 66° з. д. 66° з. д. 67° з. д.	21° с. ш. 21° с. ш. 22° с. ш. 22° с. ш.	-5,0	0,42 2,26 2,49	1,69 4,31 6,64 7,94	5,17
24 Ewing a. Heezen, 1955	64° з. д.	23° с. ш.	-5,84	0,53 4,26	1,83 6,31 8,09	4,79
25 Reinhardt, 1954	64°06' з. д.	23°31' с. ш.	-5,84	0,93 3,76	1,83 6,54 8,09	4,69
26 Reinhardt, 1954	69°08' з. д.	37°38' с. ш.	-5,09	1,60 8,01	1,84 6,42 7,97	9,61
27 Katz a. Ewing., 1956	72° з. д.	36,3° с. ш.	-4,05	1,01 1,82 6,25	(1,89) 2,25 5,50 7,97	9,08
28 Katz a. Ewing, 1956	71° з. д.	36° с. ш.	-4,16	1,03 1,28 4,21	(1,89) 2,25 5,50 7,97	6,52
29 Katz a. Ewing, 1956	75° з. д.	26,5° с. ш.	-4,58	0,82 1,17 5,81	1,76 2,26 6,73 7,87	7,80

* Здесь и далее— средние данные вдоль профиля. Координаты соответствуют концам прямолинейных участков измерений.

ПРИЛОЖЕНИЕ I (продолжение)

Номер точки, литературный источник	Координаты точек		Абсолютное превышение над уровнем моря, ± км	Характеристика слоев		Общая мощ- ность земной коры в данной точке
	λ	φ		Мощность, км	Скорость, км/сек	
30 Katz a. Ewing, 1956	75° з. д.	27° с. ш.	-4,64	0,68 1,32 5,93	1,76 2,26 6,73 7,87	7,93
31 Katz a. Ewing, 1956	73,6° з. д.	28° с. ш.	-4,62	1,52 0,57 7.21	1,72 2,38 6,75 8,50	9,30
32 Katz a. Ewing, 1956	73,9° з. д.	29,5° с. ш.	-4,32	1,51 1,32 5,76	1,79 2,38 6,75 8,50	8,59
33 Ewing J., Ewing M., 1959	47°39' з. д.	30°25' с. ш.	-4,36	0,56 3,11	1,72 6,62 7,94	3,67
34 Ewing J., Ewing M., 1959	72°41' з. д.	27°25' с. ш.	-5,06	1,34 5,72	1,71 6,58 7,75	7,06
35 Ewing J., Ewing M., 1959	65°40' з. д.	36°00 с. ш.	-4,85	1,45 5,48	1,80 6,66 8,00	6,93
36 Ewing J., Ewing M., 1959	64°28' з. д.	35°55' с. ш.	-5,02	0,71 4,41	1,80 6,21 8,10	5,12
37 Officer, Ewing, Wuenschell, 1952	61,6° з. д.	28,7° с. ш.	-5,34	(0,15) 1,99 7,48	(1,69) 4,51 6,81 8,50	9,62
38 Officer, Ewing, Wuenschell, 1952	60,5° з. д.	28° с. ш.	-5,71	(0,03) 0,79 6,53	(1,69) 4,57 6,54 8,08	7,35
39 Officer, Ewing, Wuenschell, 1952	60,1° з. д.	28,5° с. ш.	-5,71	(0,03) 2,64 8,38	(1,69) 4,57 6,54 8,08	11,05
40 Ewing, Sutton, Officer, 1954	64° з. д.	24,2° с. ш.	-5,84	0,53 4,26	1,83 6,31±0,16 8,09	4,79

ПРИЛОЖЕНИЕ I (продолжение)

Номер точки, литературный источник	Координаты точек		Абсолютное превышение над уровнем моря, ± км	Характеристика слоев		Общая мощ- ность земной коры в данной точке
	λ	φ		Мощность, км	Скорость, км/сек	
41 Ewing, Sutton, Officer, 1954	64° з. д.	26° с. ш.	-5,58	0,72 4,30	1,83 6,54 ± 0,09 7,79 ± 0,22	5,02
42 Ewing, Sutton, Officer, 1954	69° з. д.	37,2° с. ш.	-4,49	2,20 8,00	1,72 6,82 8,0	10,2
43 Drake, Ewing, Sutton, 1959	69,6° з. д.	38,8° с. ш.	-3,2	1,30 2,02 3,50 4,04	1,85 2,91 4,54 6,81 8,06	10,86
44* Ewing J., Ewing M., 1959	58°33' з. д. 58°57' з. д.	23°19' с. ш. 23°40' с. ш.	-5,65	0,63 5,05	1,70 6,60 8,14	5,68
45* Ewing J., Ewing M., 1959	67°26' з. д. 67°45' з. д.	25°53' с. ш. 25°39' с. ш.	-5,49	0,19 0,60 5,98	1,70 2,46 6,57 8,29	6,77
46* Ewing J., Ewing M., 1959	69°07' з. д. 69°24' з. д.	24°51' с. ш. 24°28' с. ш.	-5,76	0,81 5,15	1,71 6,76 8,04	6,02
47* Ewing J., Ewing M., 1959	70°28' з. д. 69°51' з. д.	25°51' с. ш. 26°25' с. ш.	-5,49	0,35 1,08 6,28	1,71 2,03 6,90 8,14	7,71
48* Ewing J., Ewing M., 1959	71°52' з. д. 72°02' з. д.	25°23' с. ш. 26°05' с. ш.	-5,43	0,42 0,97 6,19	1,70 1,99 6,85 8,32	5,58
49* Ewing J., Ewing M., 1959	53°01' з. д. 53°51' з. д.	32°58' с. ш. 32°51' с. ш.	-5,40	0,89 3,65	1,71 6,82 8,25	4,54
50 Ewing J., Ewing M., 1959	57°55' з. д. 57°05' з. д.	32°51' с. ш. 32°52' с. ш.	-4,87	1,17 4,73	1,71 6,85 8,06	5,90
51* Ewing J., Ewing M., 1959	75°31' з. д. 75°44' з. д.	29°40' с. ш. 30°25' с. ш.	-4,57	0,27 0,90 2,36 6,71	1,73 1,98 3,05 6,81 8,12	10,24

ПРИЛОЖЕНИЕ I (продолжение)

Номер точки, литературный источник	Координаты точек		Абсолютное превышение над уровнем моря, ± км	Характеристика слоев		Общая мощ- ность земной коры в данной точке
	λ	φ		Мощность, км	Скорость, км/сек	
52* Ewing J., Ewing M., 1959	59°58' з. д.	41°13' с. ш.	-4,79	0,33	1,83	10,80
	59°16' з. д.	41°20' с. ш.		1,79	2,05	
				3,43	3,97	
				5,25	6,69 8,22	
<i>Близ Бермудских островов</i>						
53 Reinhardt 1954	65°32' з. д.	34°17' с. ш.	-4,49	1,81	1,84	5,45
				3,64	6,42 7,97	
54 Reinhardt 1954	66°30' з. д.	34° с. ш.	-5,1	1,35	1,83	4,15
				2,8	7,05 7,80	
55 Katz a. Ewing, 1956	67,5° з. д.	32° с. ш.	(-5,14)	0,68	1,98	5,39
				4,71	5,62 8,05	
56 Katz a. Ewing, 1956	67,7° з. д.	31° с. ш.	(-5,14)	0,68	1,98	6,33
				5,65	5,62 8,05	
57 Katz a. Ewing, 1956	68,3° з. д.	34° с. ш.	-5,31	0,97	2,16	3,71
				2,74	6,36 7,83	
58 Katz a. Ewing, 1956	68° з. д.	34,5° с. ш.	-5,25	0,98	2,16	4,82
				3,84	6,36 7,83	
59 Officer, Ewing, Wuenschell, 1952	62° з. д.	29,2° с. ш.	-5,34	(0,15)	(1,69)	6,30
				0,33	(4,51)	
				5,82	6,81	
					8,50	
60 Ewing, Sutton, Officer, 1954	66° з. д.	34,5° с. ш.	-5,09	1,21	1,95	4,85
				3,64	6,26±0,08 8,21±0,12	
61 Ewing, Sutton, Officer, 1954	66,8° з. д.	35,7° с. ш.	-5,03	1,31	1,86	7,28
				5,97	6,36±0,06 8,27±0,27	
62* Ewing J., Ewing M., 1959	63°18' з. д.	34°08' с. ш.	-5,01	1,15	1,70	5,23
	62°46' з. д.	34°48' с. ш.		4,08	6,93 7,84	

ПРИЛОЖЕНИЕ I (продолжение)

Номер точки, литературный источник	Координаты точек		Абсолютное превышение над уровнем моря, \pm км	Характеристика слоев		Общая мощ- ность земной коры в данной точке
	λ	φ		Мощность, км	Скорость, км/сек	
<i>Близ Азорских островов</i>						
63 Berckhemen, 1956	16° з. д.	41,4° с. ш.	-5,3	0,8 3,4	— 6,28 7,77	4,2
64* Caloi, 1958	19°01' з. д. 18°54' з. д.	40°49' с. ш. 40°18' с. ш.	-5,49	0,86 4,31	1,73 6,46 7,68	5,17
65* Ewing J., Ewing M., 1959	39°25' з. д. 38°40' з. д.	38°45' с. ш. 38°45' с. ш.	-5,12	0,50 4,60	1,80 5,49 8,11	5,10
66* Ewing J., Ewing M., 1959	37°40' з. д. 36°35' з. д.	39°05' с. ш. 39°10' с. ш.	-4,44	0,80 2,43	1,80 6,10 8,00	3,23
67* Ewing J., Ewing M., 1959	35°40' з. д. 34°55' з. д.	38°50' с. ш. 38°40' с. ш.	-3,91	0,36 2,79	1,80 4,31 7,91	3,15
68* Ewing J., Ewing M., 1959	26°00' з. д. 26°05' з. д.	35°35' с. ш. 35°00' с. ш.	-4,02	0,09 5,25	1,80 4,47 7,97	5,34
69 Ewing J., Ewing M., 1959	23°02' з. д.	31°55' с. ш.	-5,17	1,10 4,61	1,71 6,49 8,04	5,71
70* Ewing J., Ewing M., 1959	16°01' з. д. 16°03' з. д.	41°10' с. ш. 41°39' с. ш.	-4,85	0,88 3,81	1,74 6,28 7,74	4,69
<i>Прибрежная зона Северной Америки</i>						
71 Bentley, Worzel, 1956	55,5° з. д.	42,5° с. ш.	-0,69	1,98 3,03 2,89 2,89	1,78 2,63 3,84 5,78 7,95 \pm 0,15	10,79
72 Bentley, Worzel, 1956	55,5° з. д.	43,5° с. ш.	-1,27	1,03 2,31 3,26 3,26	1,78 2,36 3,84 5,78 7,59 \pm 0,15	9,86
73 Hersey a. oth., 1959	78° 50' з. д.	30°59,4' с. ш.	-0,77	0,66 1,04 5,91 5,82	1,74 3,84 4,62 6,39 8,04	13,43

ПРИЛОЖЕНИЕ I (продолжение)

Номер точки, литературный источник	Координаты точек		Абсолютное превышение над уровнем моря, ± км	Характеристика слоев		Общая мощ- ность земной коры в данной точке
	λ	φ		Мощность, км	Скорость, км/сек	
74 Drake, Ewing, Sutton, 1959	66,8° з. д.	40,3° с. ш.	-2,77	0,41	1,68	16,96
				1,16	(2,10)	
				1,60	(3,28)	
				7,85	(4,78)	
				5,94	(6,60) 8,48	
75 Drake, Ewing, Sutton, 1959	70,1° з. д.	39,4° с. ш.	-2,56	(1,65)	(1,65)	18,15
				1,43	2,91	
				5,12	4,54	
				9,95	6,81	
					8,06	

Атлантический океан к востоку от Малой Антильской гряды

76 Officer a. oth., 1959	58,3° з. д.	13,4° с. ш.	-2,85	0,54	(1,70)	13,54
				6,21	2,58	
				6,79	6,74	
					8,32	
77 Officer a. oth., 1959	57,6° з. д.	13,4° с. ш.	-4,07	1,20	(1,70)	9,61
				2,62	2,58	
				5,79	6,74	
					8,32	
78 Officer a. oth., 1959	56,85° з. д.	13,8° с. ш.	-5,05	0,25	(1,70)	8,52
				1,98	2,23	
				6,29	6,68	
					8,13	
79 Officer a. oth., 1959	56,55° з. д.	12,9° с. ш.	-4,84	0,10	(1,70)	8,20
				3,13	2,23	
				4,94	6,68	
					8,13	
80* Ewing J., Ewing M., 1959	56°54' з. д. 57°51' з. д.	18°13' с. ш. 17°40' с. ш.	-5,49	0,75	1,72	7,43
				6,68	6,82	
					8,23	

Желоб Пуэрто-Рико

81 Ewing, Worzel, 1954	66°5'30" з. д.	20°41' с. ш.	-5,5	1,5	1,83	4,5
				3,0	7,17	
					8,28	
82 Officer a. oth., 1957	62,8° з. д.	19,9° с. ш.	-6,17	0,17	(1,70)	5,53
				2,46	4,51	
				2,90	6,62	
					7,85	

ПРИЛОЖЕНИЕ I (продолжение)

Номер точки, литературный источник	Координаты точек		Абсолютное превышение над уровнем моря, \pm км	Характеристика слоев		Общая мощ- ность земной коры в данной точке
	λ	φ		Мощность, км	Скорость, км/сек	
83 Officer a. oth., 1957	62,1° з. д.	19,5° с. ш.	-6,17	0,66 0,24 6,91	(1,70) 4,51 6,62 7,85	7,81
84 Officer a. oth., 1957	64,6° з. д.	19,9° с. ш.	-6,81	1,97 4,77	5,50 6,24 8,05	6,74
85 Officer a. oth., 1957	63,7° з. д.	19,65° с. ш.	-6,81	2,84 1,01 6,70	2,50 5,50 6,24 8,05	10,55
86 Officer a. oth., 1957	66,5° з. д.	19,9° с. ш.	-8,15	2,12 7,12	3,38 6,33 7,94	9,24
87 Officer a. oth., 1957	65,3° з. д.	19,9° с. ш.	-7,87	2,45 7,97	3,38 6,33 7,94	10,42
88 Officer a. oth., 1957	64,1° з. д.	19,7° с. ш.	-6,02	0,04 2,63 10,05 3,43	(1,58) 3,66 5,55 (6,79) 8,43	16,15
89 Officer a. oth., 1957	65,3° з. д.	19,5° с. ш.	-6,02	0,18 2,17 9,18 3,94	(1,58) 3,66 5,55 (6,79) 8,43	15,47
90 Officer a. oth., 1959	62,0° з. д.	19,4° с. ш.	-7,83	0,26 5,94 3,67	(1,64) 4,62 (6,68) 8,30	9,87
91 Officer a. oth., 1959	62,5° з. д.	18,7° с. ш.	-5,41	0,15 2,02 11,87 4,18	(1,64) (3,48) 4,62 (6,68) 8,30	18,22
92 Officer a. oth., 1959	60,25° з. д.	18,0° с. ш.	-6,41	2,55 1,03 4,94	(2,38) 5,44 6,98 8,64	8,52

ПРИЛОЖЕНИЕ I (продолжение)

Номер точки, литературный источник	Координаты точек		Абсолютное превышение над уровнем моря, ± км	Характеристика слоев		Общая мощ- ность земной коры в данной точке
	λ	φ		Мощность, км	Скорость, км/сек	
93 Officer a. oth., 1959	60,85° з. д.	18,65° с. ш.	-6,41	1,95 4,03 5,09	(2,38) 5,44 6,98 8,64	11,07
94 Officer a. oth., 1959	60,6° з. д.	18,5° с. ш.	-6,46	0,15 1,46 5,55 6,35	(1,68) (2,04) 5,48 6,76 8,42	13,51
Воды, окружающие желоб Пуэрто-Рико						
95 Officer a. oth., 1959	60,4° з. д.	19,1° с. ш.	-5,91	0,51 1,97 6,31	(1,81) 5,66 6,92 8,36	8,79
96 Officer a. oth., 1959	60,15° з. д.	18,5° с. ш.	-6,14	0,60 2,90 4,33	(1,81) 5,66 6,92 8,36	7,83
97 Officer a. oth., 1959	61,25° з. д.	18,15° с. ш.	-5,30	0,61 4,91 6,70 3,46	1,68 (3,85) 5,48 6,76 8,42	15,68
98 Officer a. oth., 1959	60,65° з. д.	17,75° с. ш.	-5,58	0,25 1,21 4,10 2,32 4,66	(1,58) 2,56 3,52 4,75 (6,62) 8,35	12,54
99 Officer a. oth., 1959	61,35° з. д.	18,5° с. ш.	-5,58	0,08 1,34 2,51 6,39	(1,58) 2,56 3,52 (6,62) 8,35	14,66

Карибское море

Впадина Бартлетт

100 Ewing, Antoine, Ewing, 1960	78°02' з. д.	19°09' с. ш.	-5,41	0,49 0,37 1,2 3,4	2,1 3,3 4,7 6,6 8,1	5,46
---	--------------	--------------	-------	----------------------------	---------------------------------	------

ПРИЛОЖЕНИЕ I (продолжение)

Номер точки, литературный источник	Координаты точек		Абсолютное превышение над уровнем моря, \pm км	Характеристика слоев		Общая мощ- ность земной коры в данной точке
	λ	Φ		Мощность, км	Скорость, км/сек	
101 Ewing, Antoine, Ewing, 1960	77°14' з. д.	19°23' с. ш.	-5,05	0,93 1,9 2,4	3,3 4,7 6,6 8,1	5,23
102 Ewing, Antoine, Ewing, 1960	79°36' з. д.	18°16' с. ш.	-4,65	0,85 5,1 4,7	2,1 4,6 6,4 8,3	10,65
103 Ewing, Antoine, Ewing, 1960	80°29' з. д.	18°02' с. ш.	-3,11	0,20 7,9	4,6 6,4 8,3	8,10
104 Ewing, Antoine, Ewing, 1960	79°32' з. д.	18°39' с. ш.	-4,81	0,88 0,63 3,6	(2,0) 4,6 6,4 8,2	5,11
105 Ewing, Antoine, Ewing, 1960	79°47' з. д.	18°38' с. ш.	-4,68	0,23 1,7 4,9	(2,0) 4,6 6,4 8,2	6,83
106 Ewing, Antoine, Ewing, 1960	79°24' з. д.	19°13' с. ш.	-7,04	1,0 1,2 4,2	(2,0) 5,1 6,2 8,2	6,4
107 Ewing, Antoine, Ewing, 1960	78°55' з. д.	19°10' с. ш.	-6,68	0,59 1,6 1,9	2,1 4,6 6,4 8,1	4,09
108 Ewing, Antoine, Ewing, 1960	77°00' з. д.	19°12' с. ш.	-4,76	0,47 1,3 9,1	2,1 4,6 6,4 8,1	10,87
109 Ewing, Antoine, Ewing, 1960	76°29' з. д.	19°39' с. ш.	-6,73	0,19 0,55 0,4 2,5 3,3 4,2	1,8 2,5 (3,0) (4,4) 5,4 6,4 8,0	11,14
110 Ewing, Antoine, Ewing, 1960	75°53' з. д.	19°41' с. ш.	-3,29	0,01 0,11 2,5 1,4 9,0 4,7	1,8 2,5 (3,0) (4,4) 5,4 6,4 8,0	17,52

ПРИЛОЖЕНИЕ I (продолжение)

Номер точки, литературный источник	Координаты точек		Абсолютное превышение над уровнем моря, ± км	Характеристика слоев		Общая мощ- ность земной коры в данной точке
	λ	φ		Мощность, км	Скорость, км/сек	
Венесуэльская впадина						
111 Officer a. oth., 1959	64,25° з. д.	15,2° с. ш.	-3,44	0,82	1,82	14,84
				1,06	(2,79)	
				3,57	4,22	
				2,29	6,41	
				7,10	7,13	
8,31						
112 Officer a. oth., 1959	65,2° з. д.	15,6° с. ш.	-4,28	1,29	1,82	11,53
				1,00	(2,79)	
				1,06	4,22	
				3,87	6,41	
				4,31	7,13	
8,31						
113 Officer a. oth., 1959	66° з. д.	16° с. ш.	-4,45	1,07	(1,93)	10,38
				0,97	3,84	
				8,34	6,71	
					8,04	
114 Officer a. oth., 1959	66,8° з. д.	16,6° с. ш.	-4,45	0,80	1,93	10,06
				2,38	3,84	
				6,88	6,71	
					8,04	
115 Officer a. oth., 1959	66,5° з. д.	17,25° с. ш.	-5,02	2,19	(3,15)	8,41
				3,27	5,12	
				2,95	6,92	
					7,78	
116 Officer a. oth., 1959	67,5° з. д.	17,25° с. ш.	-5,02	0,41	(2,05)	13,45
				2,83	(3,15)	
				1,21	5,12	
				9,0	6,92	
					7,78	
117 Officer a. oth., 1959	64,1° з. д.	14,5° с. ш.	-3,41	0,49	1,70	14,59
				0,40	(2,35)	
				1,93	(3,21)	
				1,94	(4,95)	
				5,32	6,15	
				4,51	7,36	
					8,08	
118 Officer a. oth., 1959	65,25° з. д.	14,5° с. ш.	-4,41	0,37	1,70	13,66
				0,60	(2,35)	
				0,74	(3,21)	
				1,10	(4,95)	
				5,10	6,15	
				5,75	7,36	
					8,08	

ПРИЛОЖЕНИЕ I (продолжение)

Номер точки, литературный источник	Координаты точек		Абсолютное превышение над уровнем моря, ± км	Характеристика слоев		Общая мощ- ность земной коры в данной точке
	λ	φ		Мощность, км	Скорость, км/сек	
119 Officer a. oth., 1959	66° з. д.	13,4° с. ш.	-4,92	0,63 0,03 1,99 2,11 2,95	(1,70) 2,05 (2,73) 6,23 7,63 8,23	7,91
120 Officer a. oth., 1959	66,75° з. д.	13,8° с. ш.	-5,02	0,91 0,14 1,63 2,16 3,05	(1,70) 2,05 (2,73) 6,23 7,63 8,23	7,89
121 Officer a. oth., 1959	66,65° з. д.	14,8° с. ш.	-4,95	0,75 4,25 5,08	1,73 5,99 7,21 8,20	10,08
122 Officer a. oth., 1959	67,25° з. д.	15,35° с. ш.	-4,95	1,45 1,77 4,55	1,73 5,99 7,21 8,20	7,77
123 Officer a. oth., 1959	66,25° з. д.	16,0° с. ш.	-4,46	0,84 1,28 2,76 5,75	(1,80) 3,32 6,51 7,11 7,92	10,93
124 Officer a. oth., 1959	65,9° з. д.	16,8° с. ш.	-4,46	0,42 1,74 2,93 5,50	(1,80) 3,32 6,51 7,11 7,92	10,59
Колумбийская впадина						
125 Ewing, Antoine, Ewing, 1960	75°44' з. д.	11°44' с. ш.	-3,27	0,43 2,3 4,1 5,6	1,8 2,1 3,5 6,8 7,8	12,43
126 Ewing, Antoine, Ewing, 1960	76°39' з. д.	11°19' с. ш.	-3,07	0,78 1,8 2,9 7,2	1,8 2,1 3,5 6,8 7,8	12,68

ПРИЛОЖЕНИЕ I (продолжение)

Номер точки, литературный источник	Координаты точек		Абсолютное превышение над уровнем моря, \pm км	Характеристика слоев		Общая мощ- ность земной коры в данной точке
	λ	φ		Мощность, км	Скорость, км/сек	
127 Ewing, Antoine, Ewing, 1960	75°39' з. д.	11°31' с. ш.	-2,87	0,75 1,5 6,1 3,8	1,8 2,1 3,6 6,7 8,1	12,15
128 Ewing, Antoine, Ewing, 1960	75°36' з. д.	11°04' с. ш.	-2,78	0,42 2,0 2,7 7,8	1,8 2,1 3,6 6,7 8,1	12,92
129 Ewing, Antoine, Ewing, 1960	77°49' з. д.	11°13' с. ш.	-3,58	1,2 1,6 5,0 8,7	2,0 4,6 6,1 7,0 8,2	16,5
130 Ewing, Antoine, Ewing, 1960	77°36' з. д.	11°45' с. ш.	-3,73	1,7 1,8 1,4 11,0	2,0 4,6 6,1 7,0 8,2	15,9
131 Ewing, Antoine, Ewing, 1960	77°31' з. д.	12°45' с. ш.	-3,94	1,6 1,3 2,3 12,0	2,0 4,6 5,8 7,0 8,1	17,2
132 Ewing, Antoine, Ewing, 1960	77°40' з. д.	13°45' с. ш.	-4,02	1,3 1,4 2,5 14,0	2,0 4,6 5,8 7,0 8,1	19,2
133 Ewing, Antoine, Ewing, 1960	74°20' з. д.	14°14' с. ш.	-4,02	0,34 1,4 13,0	1,8 4,3 6,3 8,0	14,74
134 Ewing, Antoine, Ewing, 1960	74°50' з. д.	13°34' с. ш.	-4,02	0,99 2,9 9,0	1,8 4,3 6,3 8,0	12,89

ПРИЛОЖЕНИЕ I (продолжение)

Номер точки, литературный источник	Координаты точек		Абсолютное превышение над уровнем моря, \pm км	Характеристика слоев		Общая мощ- ность земной коры в данной точке
	λ	φ		Мощность, км	Скорость, км/сек	
Карибское море (оставшаяся часть)						
135 Officer a. oth., 1959	65,9° з. д.	17,9° с. ш.	-1,88	0,87	1,97	7,02
				1,16	(4,94)	
				4,99	(5,63)	
					(7,98)	
136 Ewing, Antoine, Ewing, 1960	70°35' з. д.	16°55' с. ш.	-4,03	0,58	1,8	14,48
				1,4	(3,4)	
				2,5	(4,9)	
				10,0	(7,1) (8,0)	
137 Ewing, Antoine, Ewing, 1960	73°36' з. д.	14°58' с. ш.	-2,56	0,39	1,8	17,33
				0,04	2,9	
				2,3	(4,9)	
				2,6	(5,9)	
				12,0	(6,8) (8,5)	
138 Ewing, Antoine, Ewing, 1960	80°04' з. д.	20°15' с. ш.	-2,74	1,3	(2,0)	15,5
				1,2	5,1	
				13,0	6,2	
					8,2	
139 Ewing, Antoine, Ewing, 1960	75°14' з. д.	18°17' с. ш.	-0,90	0,70	2,5	21,8
				1,40	(3,4)	
				4,7	(5,4)	
				15,0	6,5 8,2	
140 Ewing, Antoine, Ewing, 1960	74°20' з. д.	17°16' с. ш.	-2,89	0,88	2,5	18,28
				2,1	(3,4)	
				1,3	(5,4)	
				14,0	6,5 8,2	
141 Ewing, Antoine, Ewing, 1960	73°21' з. д.	17°23' с. ш.	-4,30	0,82	2,1	10,1
				0,78	3,6	
				3,2	4,9	
				5,3	6,1 7,8	
142 Ewing, Antoine, Ewing, 1960	72°31' з. д.	17°19' с. ш.	-3,29	0,20	2,1	17,5
				1,9	3,6	
				1,4	4,9	
				14,0	6,1 7,8	

ПРИЛОЖЕНИЕ I (продолжение)

Номер точки, литературный источник	Координаты точек		Абсолютное превышение над уровнем моря, ± км	Характеристика слоев		Общая мощ- ность земной коры в данной точке
	λ	φ		Мощность, км	Скорость, км/сек	
143 Ewing, Antoine, Ewing, 1960	82°44' з. д.	20°41' с. ш.	-4,45	1,0	2,0	9,0
				1,9	3,9	
				6,1	6,6	
					8,1	
<i>Мексиканский залив</i>						
144 Ewing, Antoine, Ewing, 1960	90°46' з. д.	23°47' с. ш.	-3,63	0,21	2,0	25,92
				0,51	3,3	
				4,2	4,9	
				21,0	6,8	
					7,9	
145 Ewing, Antoine, Ewing, 1960	90°45' з. д.	23°54' с. ш.	-3,73	0,43—	—	18,53
				0,44		
				0,55—1,0	2,5	
				1,1—0,62	3,4	
				3,0—3,9	4,9	
				13,0	6,8	
	7,9					
146 Ewing, Antoine, Ewing, 1960	91°25' з. д.	24°45' с. ш.	-3,67	0,58	2,0	13,95
				2,8	3,1	
				0,87	3,8	
				2,7	5,2	
				7,0	7,0	
					8,2	
147 Ewing, Antoine, Ewing, 1960	90°54' з. д.	24°58' с. ш.	-3,73--3,67	0,64—	1,9—2,1	13,0
				0,74		
				0,3—2,2	3,1	
				0,31—1,2	3,8	
				3,5—3,1	5,2	
				6,0—5,9	7,0	
					8,2	
148 Ewing, Antoine, Ewing, 1960	92°07' з. д.	24°21' с. ш.	-3,76	0,38	1,9—2,1	10,98
				2,3	3,0	
				1,1	3,9	
				4,6	5,0	
				2,6	7,1	
					8,3	
149 Ewing, Antoine, Ewing, 1960	92°40' з. д.	23°58' с. ш.	-3,80	0,38	1,9—2,1	12,23
				2,2	3,0	
				0,75	3,9	
				3,0	5,0	
				5,9	7,1	
					8,3	

ПРИЛОЖЕНИЕ I (продолжение)

Номер точки, литературный источник	Координаты точек		Абсолютное превышение над уровнем моря, \pm км	Характеристика слоев		Общая мощ- ность земной коры в данной точке
	λ	φ		Мощность, км	Скорость, км/сек	
150 Ewing, Antoine, Ewing, 1960	92°44' з. д.	24°05' с. ш.	-3,80	0,42 2,0 1,3 3,8 4,4	1,9—2,1 3,1 4,1 5,2 7,0 8,3	11,92
151 Ewing, Antoine, Ewing, 1960	92°56' з. д.	25°30' с. ш.	-(3,75— 3,44)	0,75— 0,30 1,8—2,3 2,9—1,8 1,8—6,1 9,5—3,3	1,9—2,2 3,2 3,8 4,8 6,6 8,3	17,28
152 Ewing, Antoine, Ewing, 1960	92°48' з. д.	24°51' с. ш.	-3,71	0,76 2,8 2,1 1,4 7,3	1,9—2,2 3,2 3,8 4,8 6,6 8,3	14,36
153* Cram, 1961	92,6° з. д. 93,4° з. д.	23,6° с. ш. 25,7° с. ш.	-4,0	3,0 1,0 3,0 6,0	2,1 3,8 5,0 7,1 8,3	13,0
154* Cram, 1961	93,4° з. д. 93,6° з. д.	25,7° с. ш. 26,6° с. ш.	-4,0	2,0 4,1 4,1 5,0	2,2 3,8 4,8 6,6 8,3	15,2
155* Cram, 1961	97,6° з. д. 95,4° з. д.	29,0° с. ш. 30,5° с. ш.	0,0	2,0 5,2 12,7 13,0	3,2 3,9 5,4 6,9 8,2	32,9
156* Cram, 1961	95,4° з. д. 92° з. д.	30,5° с. ш. 37,7° с. ш.	0,0	2,0 9,0 31,7	4,6 5,2 6,8 8,2	42,7

Залив Святого Лаврентия

157 Willmore, Scheidegger, 1956	64° з. д.	47° с. ш.	0	34,0	6,08 \pm 0,13 8,53 \pm 0,3	34,0
--	-----------	-----------	---	------	-----------------------------------	------

ПРИЛОЖЕНИЕ I (продолжение)

Номер точки, литературный источник	Координаты точек		Абсолютное превышение над уровнем моря, ± км	Характеристика слоев		Общая мощ- ность земной коры в данной точке
	λ	φ		Мощность, км	Скорость, км/сек	
158 Willmore, Scheidegger, 1956	63,5° з. д.	47,1° с. ш.	-0,06	(5,0) 27,0	4,0 6,08±0,13 8,53±0,3	32,1
159 Willmore, Scheidegger, 1956	62,9° з. д.	47,2° с. ш.	-0,04	6,3 25,5	4,0 6,08±0,13 8,53±0,3	31,8
160 Willmore, Scheidegger, 1956	62,4° з. д.	47,3° с. ш.	-0,04	6,8 26,0	4,0 6,08±0,13 8,53±0,3	32,8
161 Willmore, Scheidegger, 1956	61,8° з. д.	47,4° с. ш.	-0,02	(5,0) 27,0	4,0 6,08±0,13 8,53±0,3	32,0
162 Willmore, Scheidegger, 1956	63° з. д.	47,4° с. ш.	-0,04	7,4 24,5	4,0 6,08±0,13 7,59±0,32	31,9
163 Willmore, Scheidegger, 1956	62,75° з. д.	46,75° с. ш.	-0,05	3,2 30,0	4,0 6,08±0,13 7,59±0,32	33,2
<i>Бискайский залив</i>						
164* Ewing J., Ewing M., 1959	9°25' з. д. 10°17' з. д.	46°57' с. ш. 46°50' с. ш.	-4,50	1,17 0,50 6,49	1,71 2,24 7,14 7,77	8,16
<i>Атлантический океан у берегов Европы</i>						
165 The geolog. a. geophys. results..., 1952	14°30' з. д.	41°15' с. ш.	-5,3	0,2 2,7 1,3	— 4,0 6,8 8,1	4,2
166 Hill a. Loughton, 1954	11°20' з. д.	48°20' с. ш.	-3,75	1,4 8,1	2,1 5,40 7,94±0,14	9,5
167 Hill a. Loughton, 1954	13°20' з. д.	47°48' с. ш.	-4,45	2,4 4,6(4,2— 5,0)	2,1 7,13±0,20 8,18±0,07	7,0
168 Hill a. Loughton, 1954	16°49' з. д.	48°21' с. ш.	-4,60	0,7 3,4	2,1 6,49 7,80±0,15	4,1
169 Caloi, 1958 ₁	11° з. д.	55,5° с. ш.	-2,6	(0,7) 1,7 12,0	— 5,4 7,0	14,4

ПРИЛОЖЕНИЕ I (продолжение)

Номер точки, литературный источник	Координаты точек		Абсолютное превышение над уровнем моря, ± км	Характеристика слоев		Общая мощ- ность земной коры в данной точке
	λ	φ		Мощность, км	Скорость, км/сек	
170 Caloi, 1958 ₁	21° з. д.	53° с. ш.	-2,7	(0,8) 13,5	— 7,0 —	14,3
171* Caloi, 1958 ₁	15°23' з. д. 15°19' з. д.	45°52' с. ш. 46°25' с. ш.	-4,39	0,89 3,62	1,72 6,26 7,65	4,51
<i>Норвежское море</i>						
172* Ewing J. Ewing M., 1959	00°21' з. д. 01°00' з. д.	67°32' с. ш. 68°07' с. ш.	-3,37	0,14 0,76 2,76	1,70 1,87 5,36 8,04	3,66
<i>К югу от Гренландии</i>						
173* Ewing J. Ewing M., 1959	43°19' з. д. 42°30' з. д.	54°27' с. ш. 55°12' с. ш.	-3,39	1,06 5,50	1,70 6,94 8,0	6,56
<i>Бассейн Тихого океана</i>						
<i>Центральная часть Тихого океана</i>						
174 Raitt, 1956	168°22' з. д.	12°27' с. ш.	-4,927	0,57 2,60 3,14	(2,15) 4,39±0,23 6,92±0,10 8,42±0,12	6,31
175 Raitt, 1956	165°10' з. д.	11°12' с. ш.	-4,458	1,07 1,90 5,69	(2,15) 5,16±0,16 6,56±0,15 8,28±0,21	8,66
176 Raitt, 1956	145°53' з. д.	10°43' с. ш.	-5,249	0,20 0,72 4,42	(2,15) 5,99 6,58±0,15 8,24±0,12	5,34
<i>Западная часть Тихого океана</i>						
177 Raitt, 1956	128°30' з. д.	19°22' с. ш.	-4,829	0,17 1,42 4,31	(2,15) 5,97±0,25 6,88±0,09 8,05±0,12	5,90
178 Raitt, 1956	133°35' з. д.	10°45' ю. ш.	-4,188	0,20 1,59 4,57	(2,15) 5,04±0,24 6,91±0,06 8,14±0,20	6,36

ПРИЛОЖЕНИЕ I (продолжение)

Номер точки, литературный источник	Координаты точек		Абсолютное превышение над уровнем моря, ± км	Характеристика слоев		Общая мощ- ность земной коры в данной точке
	λ	φ		Мощность, км	Скорость, км/сек	
179 Raitt, 1956	128°57' з. д.	11°46' ю. ш.	-4,073	0,22 0,81 4,60	(2,15) 5,22±0,26 6,69±0,10 8,00±0,05	5,63
180 Raitt, 1956	119°10' з. д.	14°16' ю. ш.	-3,575	0,27 0,73 4,24	(2,15) 4,35±0,12 6,48±0,17 8,12±0,07	5,24
181 Raitt, 1956	118°40' з. д.	7°20' ю. ш.	-4,330	0,34 1,20 3,31	(2,15) 6,02±0,15 7,90±0,14 8,13±0,28	4,85
182 Raitt, 1956	123°26' з. д.	0°11' с. ш.	-4,463	0,38 1,18 4,03	(2,15) 4,92±0,86 6,84±0,16 8,21±0,10	5,59
183 Raitt, 1956	123°59' з. д.	5°47' с. ш.	-4,264	0,53 0,66 4,19	(2,15) 5,78±0,25 6,90±0,03 8,16±0,06	5,38
184 Raitt, 1956	124°12' з. д.	14°58' с. ш.	-4,393	0,03 1,26 5,12	(2,15) 4,52±0,21 6,78±0,08 8,46±0,20	6,41
Близ острова Гуадалупе						
185 Raitt, 1956	121°35' з. д.	27°24' с. ш.	-4,176	0,26 0,93 6,24	(2,15) 5,88±0,23 6,96±0,08 8,41±0,43	7,43
Атолл Энвиевок						
186 Raitt, 1957	161°32' в. д.	11°20' с. ш.	-3,7	1,1 2,45 3,05 6,1	2,44 4,15 5,59 6,90 8,09	12,75
187 Raitt, 1957	161°56' в. д.	12°06' с. ш.	-5,2	1,0 (1,9) (1,9) 6,5	2,44 4,15 5,59 6,90 8,09	11,3

ПРИЛОЖЕНИЕ I (продолжение)

Номер точки, литературный источник	Координаты точек		Абсолютное превышение над уровнем моря, ± м	Характеристика слоев		Общая мощ- ность земной коры в данной точке
	λ	φ		Мощность, км	Скорость, км/сек	
188 Raitt, 1957	162°12' в. д.	11°39' с. ш.	-0,1	0,6	2,44	15,2
				1,00	3,06	
189 Raitt, 1957	162°13' в. д.	11°32' с. ш.	-0,1	0,3	2,44	15,5
				1,0	3,06	
190 Raitt, 1957	162°19' в. д.	11°21' с. ш.	-0,1	2,6	4,15	16,0
				(5,1)	5,59	
191 Raitt, 1957	162°22' в. д.	11°04' с. ш.	-1,7	(6,9)	6,90	14,7
				(7,0)	8,09	
192 Raitt, 1956	161°35' в. д.	11°20' с. ш.	-3,862	0,5	2,44	12,55
				0,9	3,06	
193 Raitt, 1956	169°11' в. д.	0°47' с. ш.	-4,414	1,5	4,15	13,01
				(6,1)	5,59	
194 Raitt, 1956	151°54' з. д.	14°41' с. ш.	-5,797	7,0	6,90	5,27
				(7,0)	8,09	
195 Raitt, 1956	154°54' з. д.	20°26' с. ш.	-5,199	0,95	(2,15)	7,21
				2,41	4,15±0,06	
196 Raitt, 1956	154°54' з. д.	20°26' с. ш.	-5,199	3,43	5,59±0,08	7,21
				5,76	6,90±1,0	
Близ Маршалловых островов						
197 Raitt, 1956	169°11' в. д.	0°47' с. ш.	-4,414	0,20	2,15	13,01
				5,40	4,98±0,11	
198 Raitt, 1956	169°11' в. д.	0°47' с. ш.	-4,414	7,41	7,10±0,08	13,01
					8,16±0,03	
Близ Гавайских островов						
199 Raitt, 1956	151°54' з. д.	14°41' с. ш.	-5,797	0,32	(2,15)	5,27
				0,81	6,04±0,29	
200 Raitt, 1956	151°54' з. д.	14°41' с. ш.	-5,797	4,14	6,73±0,07	5,27
					8,15±0,12	
201 Raitt, 1956	154°54' з. д.	20°26' с. ш.	-5,199	0,24	(2,15)	7,21
				2,27	4,26±0,74	
202 Raitt, 1956	154°54' з. д.	20°26' с. ш.	-5,199	4,70	6,57±0,20	7,21
					7,92±0,12	

ПРИЛОЖЕНИЕ I (продолжение)

Номер точки, литературный источник	Координаты точек		Абсолютное превышение над уровнем моря, ± км	Характеристика слоев		Общая мощность земной коры в данной точке
	λ	φ		Мощность, км	Скорость, км/сек	
196 Раитт, 1956	177°19' з. д.	19°02' с. ш.	-4,833	0,34 2,21 5,66	(2,15) 4,81±0,37 6,92±0,13 8,28±0,09	8,21

Близ островов Туамоту

197 Раитт, 1956	143°33' з. д.	12°47' ю. ш.	-4,624	0,24 1,54 5,37	(2,15) 4,48±0,10 6,81±0,26 8,43±0,28	7,15
198 Раитт, 1956	142°25' з. д.	11°20' ю. ш.	-4,590	0,24 1,31 5,90	(2,15) 5,51±0,36 6,69±0,20 8,34±0,09	7,45

Близ островов Эдлис

199 Раитт, 1956	174°56' в. д.	9°01' ю. ш.	-5,171	0,31 2,10 4,23	(2,15) 5,73±0,09 6,72±0,40 8,14±0,12	6,64
-----------------------	---------------	-------------	--------	----------------------	---	------

Близ островов Финджи

200 Раитт, 1956	177°34' в. д.	18°59' ю. ш.	-2,617	0,90 2,47 9,16	(2,15) 5,37±0,33 6,55±0,32 8,51±0,43	12,53
201 Раитт, 1956	178°33' в. д.	21°55' ю. ш.	-4,134	1,4 2,02 7,41	(2,15) 5,00±0,57 7,04±0,04 8,42±0,29	10,57
202 Раитт, 1956	172°33' в. д.	19°57' ю. ш.	-6,099	0,41 0,45 5,27	(2,15) 5,99 6,42±0,06 8,25±0,12	6,13

Близ островов Новые Гебриды

203 Раитт, 1956	160°59' в. д.	17°28' ю. ш.	-4,850	0,35 0,86 4,90	(2,15) 5,77 6,77±0,08 8,17±0,13	6,11
204 Раитт, 1956	168°31' в. д.	16°16' ю. ш.	-5,137	0,16 1,51 9,58	(2,15) 4,49±0,65 6,68±0,19 8,77±0,12	11,25

ПРИЛОЖЕНИЕ I (продолжение)

Номер точки, литературный источник	Координаты точек		Абсолютное превышение над уровнем моря, \pm км	Характеристика слоев		Общая мощ- ность земной коры в данной точке
	λ	φ		Мощность, км	Скорость, км/сек	
Близ островов Общества						
205 Raitt, 1956	158°40' з. д.	17°32' ю. ш.	-5,212	0,07 1,16 4,62	(2,15) (4,64 \pm 0,28) 6,45 \pm 0,13 8,21 \pm 0,11	5,85
Близ Марнанской впадины						
206 Gaskell, Hill, Swallow, 1958	141° в. д.	14,5° с. ш.	-4,9	1,4 2,1—2,7	2,0 6,4 8,5	3,8
Близ побережья Северной Америки						
207 Gutenberg, 1957	122,7° з. д.	32,9° с. ш.	-4,89	—	—	12,0
Желоб Тонга						
208 Raitt, 1956	173,1° в. д.	19,8° ю. ш.	-8,5	3,0 8,0	5,3 6,5 8,5	11,0
209 Raitt, 1956	172,6° в. д.	19,9° ю. ш.	-6,09	0,41 0,45 5,27	2,5 5,99 6,42 \pm 0,06 8,25 \pm 0,2	6,13
210* Raitt, 1956	173°20' з. д. 173°07' з. д.	20°30' ю. ш. 20°02' ю. ш.	-9,176 (-8,860)	2,90 8,26	5,31 \pm 0,35 6,69 \pm 0,33 8,29 \pm 0,10	11,16
Японское море						
211 Андреева, Удинцев, 1958	133,4° в. д.	41,9° с. ш.	-3,54	1,0 7,5	2,1 6,1 7,8	8,5
212 Андреева, Удинцев, 1958	134,4° в. д.	41,5° с. ш.	-3,58	1,2 9,6	2,1 6,1 7,8	10,8
213 Андреева, Удинцев; 1958	133,6° в. д.	41,4° с. ш.	-3,54	1,8 5,0	2,1 6,4 8,3	6,8
214 Андреева, Удинцев, 1958	134,8° в. д.	42,5° с. ш.	-3,47	1,5 6,1	2,1 6,4 8,3	7,6

ПРИЛОЖЕНИЕ I (продолжение)

Номер точки, литературный источник	Координаты точек		Абсолютное превышение над уровнем моря, \pm км	Характеристика слоев		Общая мощ- ность земной коры в данной точке
	λ	φ		Мощность, км	Скорость, км/сек	
К юго-востоку от острова Хоккайдо						
215 Удинцев, 1959	149,5° в. д.	41,5° с. ш.	-5,18	0,510 1,0 7,0	2,0 5,3 6,5 $V_{гр}=9,0$	12,81
216 Удинцев, 1959	151,0° в. д.	40,3° с. ш.	-5,55	0,280 1 0 7,0	2,0 5,3 6,5 $V_{гр}=9,0$	12,58
Континентальный шельф. Калифорния						
217 Shor, Raitt, 1958	117,5° з. д.	33,8° с. ш.	+0,2	8,7 23,5 8,0(?)	5,9 6,8 7,0(?) 8,2	32,2
218 Shor, Raitt, 1958	120,3° з. д.	32,7° с. ш.	-1,0	1,0 4,0 3,6 8,2	2,8 5,1 6,2 6,8 8,1	16,8
219 Shor, Raitt, 1958	118,4° з. д.	33,2° с. ш.	-1,3	1,8 3,8 17,2	3,8 5,8 6,7 8,2	22,8
220 Shor, Raitt, 1958	118,3° з. д.	33,2° с. ш.	-1,7	2,0 3,2 17,7	3,8 5,83 6,7 8,15	22,9
221 Shor, Raitt, 1958	120,75° з. д.	32,6° с. ш.	-4,0	0,5 2,5 4,5	2,8 6,2 7,0 8,2	7,5
Америка Северная Америка. Район хребта Сьерра-Невада						
222 Gutenberg, 1957	118,8° з. д.	35,1° с. ш.	+ (0,7 \pm 0,2)	—	—	35
223 Gutenberg, 1957	118,9° з. д.	37,2° с. ш.	+ (3,3 \pm 0,2)	—	—	50
224 Gutenberg, 1957	118,0° з. д.	36,75° с. ш.	+ (2,7 \pm 0,2)	—	—	40

ПРИЛОЖЕНИЕ I (продолжение)

Номер точки, литературный источник	Координаты точек		Абсолютное превышение над уровнем моря, \pm км	Характеристика слоев		Общая мощ- ность земной коры в данной точке
	φ	λ		Мощность, км	Скорость, км/сек	
225 Gutenberg, 1957	118,3° з. д.	36,0° с. ш.	$+ (2,5 \pm 0,2)$	—	—	50
226 Gutenberg, 1957	118,2° з. д.	35,5° с. ш.	$+ (1,7 \pm 0,2)$	—	—	40
227 Shor, 1953	118,4° з. д.	35,1° с. ш.	$+ (1,8 \pm 0,2)$	26 5,5—6,0	— 6,2	31,5—32,0
228 Gutenberg, 1943	120° з. д.	37° с. ш.	0	—	—	40
229 Gutenberg, 1943	119° з. д.	37,5° с. ш.	$+ (2,1 \pm 0,2)$	—	—	65
230* Bonini, 1961	118 \pm $\pm 0,1^\circ$ з. д. 115 \pm $\pm 0,1^\circ$ з. д.	34 \pm 0,1° с. ш. 35,8 \pm 0,1° с. ш.	$+0,920$	23,0 26,0	6,11 7,66 8,11	49,0
231 Gutenberg, 1957	117,7° з. д.	35,5° с. ш.	$+ (1,0 \pm 0,2)$	—	—	35

В районе Большого Соленого озера

232—233 Berg a. oth., 1960	112°24,25' з. д.	41°14,35' с. ш.	$+ (2,0 \pm 0,2)$	0,2 (9,0)	2,83 5,73	72,2
	111°51,72' з. д.	40°04,70' с. ш.		16,0 47,0	6,33 7,59	
234—235 Berg a. oth., 1960	111°51,72' з. д.	40°04,70' с. ш.	$+ (2,0 \pm 0,5)$	0,2 (9,0)	2,83 5,73	72
	115°59,70' з. д.	39°30,15' с. ш.		16,0 (47,0)	6,33 7,59	
236 Berg a. oth., 1960	113°55,05' з. д.	40°06,37' с. ш.	$+ (1,5 \pm 0,5)$	(9)	5,73	72,0
	111°48,79' з. д.	41°44,43' с. ш.		(16) >47	6,33 7,50	
237* Berg a. oth., 1960	111°50,90' з. д.	40°45,92' с. ш.	$+ (0,6 \pm 0,2)$	0,3 (9,0)	4,22 5,73	72,3
	110°05,13' з. д.	40°36,79' с. ш.		(16,0) >47	6,33 7,59	

ПРИЛОЖЕНИЕ I (продолжение)

Номер точки, литературный источник	Координаты точек		Абсолютное превышение над уровнем морья, \pm км	Характеристика слоев		Общая мощ- ность земной коры в данной точке
	λ	Φ		Мощность, км	Скорость, км/сек	
238 Bonini, 1961	$111,5^\circ \pm$ $\pm 0,1^\circ$ з. д.	$41,17^\circ \pm$ $\pm 0,1^\circ$ с. ш.	+1,0	5,9 11,7 21,3 8,8	5,2 5,8 6,26 7,34 8,18	47,7
239 Berg a. oth., 1961	113°52' з. д. 114°00' з. д. 113°50' з. д. 114°00' з. д. 113°53' з. д. 113°58' з. д.	41°16,5' с. ш. 40°48' с. ш. 41°33' с. ш. 40°51,5' с. ш. 41°42' с. ш. 40°49,5' с. ш.	+0,7	0,8 4,0 24,0	5,5 6,2 7,4 8,1	28,8
Хребет Амаргоса (долина Смерти)						
240 Gutenberg, 1957	116,25° з. д.	35,9° с. ш.	+ (0,4 \pm 0,1)	—	—	45
Скалистые горы и вблизи от них						
241 Bonini, 1961	$115^\circ \pm$ $\pm 0,1^\circ$ з. д.	$48,5^\circ \pm$ $\pm 0,1^\circ$ с. ш.	+1,5	3,72 26,16 5,48	5,0 5,95 7,44 7,94	35,36
242 Bonini, 1961	$112,13^\circ \pm$ $\pm 0,1^\circ$ з. д.	$45,3^\circ \pm$ $\pm 0,1^\circ$ с. ш.	+1,85	2,29 19,89 23,91	5,05 5,95 7,44 7,94	46,09
243* Richards, 1958	113° з. д. 113° з. д.	51° с. ш. 52° с. ш.	+0,9	27 14	— 7,2 —	43
244 Bonini, 1961	$114,2^\circ \pm$ $\pm 0,1^\circ$ з. д. $115,5^\circ \pm$ $\pm 0,1^\circ$ з. д.	$51^\circ \pm$ $\pm 0,1^\circ$ с. ш. $52^\circ \pm$ $\pm 0,1^\circ$ с. ш.	+0,90	2,0 27,0 14,0	— 6,1—6,2 7,2 8,2	43,0
245* Bonini, 1961	$115^\circ \pm$ $\pm 0,1^\circ$ з. д. $111^\circ \pm$ $\pm 0,1^\circ$ з. д.	$48,55^\circ \pm$ $\pm 0,1^\circ$ с. ш. $48,55^\circ \pm$ $\pm 0,1^\circ$ с. ш.	+1,5	0,7 14,77 13,51 25,72	(3,6) 5,63 6,70 7,24 7,87	54,70
246* Bonini, 1961	$112,13^\circ \pm$ $\pm 0,1^\circ$ з. д. $107,0^\circ \pm$ $0,1^\circ$ з. д.	$45,3^\circ \pm$ $\pm 0,1^\circ$ с. ш. $45,3^\circ \pm$ $\pm 0,1^\circ$ с. ш.	+1,7	2,78 12,93 24,61	(3,6) 6,08 6,88 8,15	40,32

ПРИЛОЖЕНИЕ I (продолжение)

Номер точки, литературный источник	Координаты точек		Абсолютное превышение над уровнем моря, ± км	Характеристика слоев		Общая мощ- ность земной коры в данной точке
	λ	φ		Мощность, км	Скорость, км/сек	
247 Bonini, 1961	106,7° ± ±0,1° з. д.	47,8° ± ±0,1° с. ш.	+0,9	2,09 15,13 16,91 22,82	3,50 6,08 6,97 7,58 8,07	56,95
248 Bonini, 1961	107,1° ± ±0,1° з. д.	44,6° ± ±0,1° с. ш.	+0,95	3,38 19,62 16,86 10,09	3,58 6,08 6,97 7,58 8,07	49,95
249* Bonini, 1961	103,1° ± ±0,1° з. д. 107,1° ± ±0,1° з. д.	44,6° ± ±0,1° с. ш. 44,6° ± ±0,1° с. ш.	+0,8	3,06 13,62 11,02 18,32	(3,6) 6,14 6,87 7,25 7,97	46,02
Район Великих озер						
250 Reinhardt, 1954	80°03' з. д.	48°09' с. ш.	+ (0,3 ± 0,1)	16,2 6,8 23,0	3,34 3,75 (6,45) 4,37 4,75 (8,2)	36,0
251 Reinhardt, 1954	77—78° з. д.	39° с. ш.	+ (0,2 ± 0,1)	10,0 14,0 18,0	6,0—6,17 6,7 7,05 8,15	42,0
252 Reinhardt, 1954	80°02' з. д.	48°08' с. ш.	+ (0,3 ± 0,1)	36,4 ± 1,5	6,246 ± 0,015 8,176 ± 0,013	36,4
253 Bonini, 1961	93,8° ± ±0,1° з. д.	47,2° ± ±0,1° с. ш.	+0,430	1,0 41,5	5,6 растет до 7,0 8,1	42,5
254 Bonini, 1961	90,55° ± ±0,1° з. д.	46,8° ± ±0,1° с. ш.	+0,300	3,67 12,17 26,50	5,40 6,11 6,51 8,03	42,34
255 Bonini, 1961	87,5° ± ±0,1° з. д.	47,3° ± ±0,1° с. ш.	+0,200	1,85 13,84 22,57	4,75 6,44 6,67 8,15	38,26
256 Bonini, 1961	89° ± ±0,1° з. д.	44,3° ± ±0,1° с. ш.	+0,300	0,98 11,25 25,17	5,40 6,11 6,51 8,03	37,40

ПРИЛОЖЕНИЕ I (продолжение)

Номер точки, литературный источник	Координаты точек		Абсолютное превышение над уровнем моря, ± км	Характеристика слоев		Общая мощ- ность земной коры в данной точке
	λ	φ		Мощность, км	Скорость, км/сек	
257 Bonini, 1961	87,17° ± ±0,1° з. д.	46,4° ± ±0,1° с. ш.	+0,200	2,7 37,95	4,16 6,9 8,17	40,65
258 Bonini, 1961	87,35° ± ±0,1° з. д.	44,6° ± ±0,1° с. ш.	+0,195	1,44 6,05 30,0	4,58 5,74 6,22 8,17	37,49
259 Bonini, 1961	90,5° ± ±0,1° з. д.	41,6° ± ±0,1° с. ш.	+0,170	0,63 — 42,7	4,5 5,94 7,09 8,17	43,33
260 Bonini, 1961	80° ± ±0,1° з. д.	47,6° ± ±0,1° с. ш.	+0,305	28,1 12,1	6,23 7,08 8,17	40,2
Профили Южный и Западный Тахавус						
261* Katz, 1955	77,4° з. д.	44,3° с. ш.	—	—	—	34,8
	74,1° з. д.	44,1° с. ш.				36,0 ± 2,0
	74,1° з. д.	44,1° с. ш.				
	73,9° з. д.	41,0° с. ш.	—	—	—	
Милрой						
262* Katz, 1955	73,9° з. д.	41,0° с. ш.		—	—	32,7 ± 3,3
	77,6° з. д.	40,7° с. ш.			8,21	
Полуостров Аляска						
263* Bonini, 1961	152° з. д.	58,5° с. ш.	0	9,1	5,7	46,1
	151° з. д.	60,5° с. ш.		15,0	6,6	
	148° з. д.	61,0° с. ш.		22,0	7,3 8,3	
264* Bonini, 1961	148° з. д.	61° с. ш.	+0,850	6,1	5,7	48,9
	145° з. д.	62° с. ш.		10,6	6,6	
	142,5° з. д.	63,5° с. ш.		32,2	7,3	
	144,0° з. д.	64,3° с. ш.			8,3	
265* Bonini, 1961	135° з. д.	59,5° с. ш.	+1,000	4,0	5,5	38,0
	139,5° з. д.	62,0° с. ш.		10,0	6,1	
	139,75° з. д.	63° с. ш.		24,0	6,7 (8,1)	
Близ озера Мид						
266* Diment, 1961	116°04,49' з. д.	37°08,55' с. ш.	+(1,0 ± 0,5)	1,7	5,7	52,8
	113°48,40' з. д.	35°07,79' с. ш.		26,7	6,3	
				24,4	7,6 8,0	

ПРИЛОЖЕНИЕ I (продолжение)

Номер точки, литературный источник	Координаты точек		Абсолютное превышение над уровнем морья, \pm км	Характеристика слоев		Общая мощ- ность земной коры в данной точке
	λ	φ		Мощность, км	Скорость, км/сек	
Плато Колорадо						
267 Grossling, 1959	110°02' з. д.	35°13,5' с. ш.	$+ (1,7 \pm 0,2)$	19,5 26,0	5,5 6,1 8,2	45,5
268 Bonini, 1961	109,6° \pm $\pm 0,1^\circ$ з. д.	34,2° \pm $\pm 0,1^\circ$ с. ш.	+2,000	4,3 21,7 22,1 8,8	4,8 6,1 (7,36) ? 7,34 8,15	56,9
Близ Сан-Франциско						
269 Gutenberg, 1957	122° з. д.	37,5° с. ш.	$+ (0,1 \pm 0,1)$	—	—	32,0
270 Bonini, 1961	122,2° \pm $\pm 0,1^\circ$ з. д.	37,6° \pm $\pm 0,1^\circ$ с. ш.	+0,200	10,0 21,5	5,5 6,5 7,98	31,5
Районы Большой долины, Берегового хребта и вблизи Лос-Анжелоса						
271 Gutenberg, 1957	116,5° з. д.	34,9° с. ш.	$+ (0,8 \pm 0,2)$	—	—	35,0
272 Gutenberg, 1957	116,5° з. д.	34,25° с. ш.	$+ (1,2 \pm 0,2)$	—	—	40
273 Gutenberg, 1957	116,9° з. д.	33,9° с. ш.	$+ (1,2 \pm 0,2)$	—	—	35,0
274 Gutenberg, 1957	116,95° з. д.	33,3° с. ш.	$+ (0,5 \pm 0,2)$	—	—	35,0
275 Gutenberg, 1957	117,7° з. д.	33,5° с. ш.	$+ (0,1 \pm 0,1)$	—	—	35,0
276 Gutenberg, 1957	117,5° з. д.	34,8° с. ш.	$+ (0,7 \pm 0,2)$	—	—	35,0
277 Gutenberg, 1957	117,2° з. д.	34,3° с. ш.	$+ (1,0 \pm 0,2)$	—	—	35,0
278 Gutenberd, 1957	117,25° з. д.	33,6° с. ш.	$+ (0,7 \pm 0,2)$	—	—	35,0

ПРИЛОЖЕНИЕ I (продолжение)

Номер точки, литературный источник	Координаты точек		Абсолютное превышение над уровнем моря, ± км	Характеристика слоев		Общая мощ- ность земной коры в данной точке
	λ	φ		Мощность, км	Скорость, км/сек	
279 Gutenberg, 1957	117,6° з. д.	33,7° с. ш.	+ (1,0±0,2)	26 5,5—6,0	— 6,2 —	31,5—32,0
280 Gutenberg, 1957	116,3° з. д.	34° с. ш.	+ (1,7±0,2)	—	—	50,0
281* Bonini, 1961	120°± ±0,1° з. д. 118°± ±0,1° з. д.	35°± ±0,1° с. ш. 34°± ±0,1° с. ш.	+0,450	11,3 32,6	5,68 7,18 8,10	43,9
282* Bonini, 1961	118°± ±0,1° з. д. 118°± ±0,1° з. д.	35,5°± ±0,1° с. ш. 34°± ±0,1° с. ш.	+0,200	1,0 5,0 10,0 24,0	5,9] 6,1] 6,5 6,85 8,20	40,0
283 Bonini, 1961	118°± 0,1° з. д.	34°± ±0,1° с. ш.	+0,100	0,5 5,5 20,0 6,0	5,0 5,9 6,07 7,0 8,2	32,0

Береговой хребет к северу от Ванкувера

284* Richards, 1958	124° з. д. 123° з. д.	50°45' с. ш. 51°47' с. ш.	+ (2,2±0,5)	2—3 11—12 (22)	3,5 6,0 (7,2) 8,2	36
---------------------------	--------------------------	------------------------------	-------------	----------------------	----------------------------	----

К востоку от пустыни Мохава

285 Bonini, 1961	115°± ±0,1° з. д.	35,8°± ±0,1° с. ш.	+1,830	2,15 33,5	3,8 6,15 8,15	35,65
------------------------	----------------------	-----------------------	--------	--------------	---------------------	-------

Близ Вашингтона. Атлантическое побережье
Северной Америки

286 Bonini, 1961	76,15°± 0,1° з. д.	38,27°± 0,1° с. ш.	+0,030	0,7 31,8	5,6 7,0 8,1	32,5
------------------------	-----------------------	-----------------------	--------	-------------	-------------------	------

Близ впадения реки Арканзас
в Миссисипи

287 Bonini, 1961	92°± 0,1° з. д.	34,8°± 0,1° с. ш.	+0,087	2,03 8,19 30,98	4,64 5,18 6,64 8,16	41,20
------------------------	--------------------	----------------------	--------	-----------------------	------------------------------	-------

ПРИЛОЖЕНИЕ I (продолжение)

Номер точки, литературный источник	Координаты точек		Абсолютное превышение над уровнем моря, \pm км	Характеристика слоев		Общая мощ- ность земной коры в данной точке
	λ	ψ		Мощность, км	Скорость, км/сек	
Аппалачи. Голубые горы						
288 Bonini, 1961	82,7° \pm 0,1° з. д.	36° \pm 0,1° с. ш.	+0,760	5,3	6,01	45,30
				8,42	6,33	
				31,58	6,73	
					8,06	
Горы Западные Сьерра-Мадре						
289 Bonini, 1961	105,4° \pm 0,1° з. д.	24,4° \pm 0,1° с. ш.	+2,200	0,8	3,0	43,35
				3,40	4,95	
				28,46	6,01	
				10,69	7,63	
					8,38	
Южная Америка						
Кордильеры. Близ озера Титикака						
290* Bonini, 1961	66,5° \pm 0,1° з. д.	17° \pm 0,1° ю. ш.	+4,300	4,1	5,3	64,9
				21,2	6,2	
				39,6	6,7	
					8,0	
291* Bonini, 1961	72,85° \pm 0,1° з. д.	15,75° \pm 0,1° ю. ш.	+1,520	4,1	5,3	51,7
				21,2	6,2	
				26,4	6,7	
					8,0	
Западные Кордильеры. Близ пустыни Атакама						
292* Bonini, 1961	68,9° \pm 0,1° з. д.	22,7° \pm 0,1° ю. ш.	+4,500	6,0	5,5	70,3
				28,4	6,35	
				35,9	7,0	
					8,0	
293* Bonini, 1961	68,9° \pm 0,1° з. д.	22,7° \pm 0,1° ю. ш.	+1,520	6,0	5,5	56,6
				28,4	6,35	
				22,2	7,0	
					8,0	
Африка						
Южная Африка. Близ Драконовых гор						
294 Bonini, 1961	23,09° \pm 0,1° в. д.	27,7° \pm 0,1° ю. ш.	+1,6	4,5	5,65	42,7
				22,7	6,09	
				15,5	6,83	
					8,27	
295 Bonini, 1961	30,00° \pm 0,1° в. д.	22,2° \pm 0,1° ю. ш.	+1,4	1,3	5,4	37,9
				36,6	6,20	
					8,21	

ПРИЛОЖЕНИЕ I (продолжение)

Номер точки. литературный источник	Координаты точек		Абсолютное превышение над уровнем моря, ± км	Характеристика слоев		Общая мощ- ность земной коры в данной точке
	λ	φ		Мощность, км	Скорость, км/сек	
296 Bonini, 1961	32,7° ±	27,3° ±	+1,5	28,2	6,03	36,6
	0,1° в. д.	0,1° ю. ш.		8,4	7,19	
	.	.			7,96	
297 Bonini, 1961	25,7° ±	30,00° ±	+1,3	1,3	5,4	36,0
	0,1° в. д.	0,1° ю. ш.		34,7	6,09	
					8,42	
298 Willmore, Hales, Gane, 1952	28°10' в. д.	26°10' ю. ш.	+(1,4±0,1)	19,3	6,09±0,03	36,2
				16,9±3,2	6,83±0,04	
					8,27±0,04	

Австралия и Новая Зеландия

Юго-Западная Австралия.

Большая пустыня Виктория

299* Bonini, 1961	119,4° ±	30,8° ±	+0,300	37,4	6,03	37,4
	0,1° в. д.	0,1° ю. ш.			8,32	
	128,7° ±	30,8° ±				
	0,1° в. д.	0,1° ю. ш.				
	131,7° ±	30° ±				
	0,1° в. д.	0,1° ю. ш.				

Новый Южный Уэльс

300* Bonini, 1961	146,2° ±	36° ±	+0,625	1,5	4,5	36,3
	0,1° в. д.	0,1° ю. ш.		34,8	6,04	
	145,2° ±	37,3° ±			8,03	
	0,1° в. д.	0,1° ю. ш.				
	148,7° ±	35,8° ±				
	0,1° в. д.	0,1° ю. ш.				
	150° ±	33,1° ±				
	0,1° в. д.	0,1° ю. ш.				

Новая Зеландия. Остров Северный

301* Bonini, 1961	176° ±	39,4° ±	+0,1	0,6	3,5	17,6
	0,1° в. д.	0,1° ю. ш.		3,1	5,5	
	175° ±	41° ±		3,3	6,07	
	0,1° в. д.	0,1° ю. ш.		10,6	6,22	
				8,02		

Азия

Япония. Остров Хонсю

302 Matuzamo, Matumoto, Asamo, 1960	140°32,5' в. д.	36°20' с. ш.	+0,014	0,9	1,74	27,5
				4,0	5,5	
				22,6	6,2	
					7,7	
303 Matuzamo, Matumoto, Asamo, 1960	140°21' в. д.	36°46,5' с. ш.	+0,111	3,0	5,5	24,0
				21,0	6,2	
					7,7	

ПРИЛОЖЕНИЕ I (продолжение)

Номер точки, литературный источник	Координаты точек		Абсолютное превышение над уровнем моря, ± км	Характеристика слоев		Общая мощ- ность земной коры в данной точке
	λ	φ		Мощность, км	Скорость, км/сек	
304 Matuzamo, Matumoto, Asamo, 1960	140°25,0' в. д.	37°12,5' с. ш.	+0,279	22,0	6,2 7,7	22,0
305 Matuzamo, Matumoto, Asamo, 1960	140°47,9' в. д.	37°53,8' с. ш.	+0,022	0,2 5,5 15,0	1,74 5,8 6,2 7,7	20,7
306 Matuzamo, Matumoto, Asamo, 1960	140°51,3' в. д.	38°14,5' с. ш.	0	0,5 5,0 14,0	1,74 5,8 6,2 7,7	19,5
307 Kishimoto, Kamutsuki, 1957	136° в. д.	35° с. ш.	+ (0,5±0,2)	6,0 14,0 10,0	5,4 5,8 7,0 8,1	30,0
308* Bonini, 1961	139,3°± 0,1° в. д. 140,6°± 0,1° в. д.	36,4°± 0,1° с. ш. 36,6°± 0,1° с. ш.	+0,025	1,0 4,3 21,7	1,77 5,5 6,2 7,7	27,0
309* Bonini, 1961	140,1°± 0,1° в. д. 141,7°± 0,1° в. д.	39,3°± 0,1° с. ш. 39,3°± 0,1° с. ш.	+0,200	0,53 9,0 15,5	2,51 5,8 6,15 7,75	25,03
310* Bonini, 1961	141,7°± 0,1° в. д. 140,5°± 0,1° в. д.	39,3°± 0,1° с. ш. 37,7°± 0,1° с. ш.	+0,360	1,5 22,5	5,8 6,15 7,75	24,0
311* The research group for explosion seismology, 1953	140° в. д. 142° в. д.	34,9° с. ш. 39,3° с. ш.	+ (0,3±0,2)	27,5±3,0 5,1±3,3	6,19±0,02 7,37±0,06 8,2±0,1	32,6

Средняя Азия (СССР)
Центральный Казахстан.
Казахский мелкосопочник

312 Косминская, Михота, Тулина, 1957	66,6° в. д.	47,3° с. ш.	+0,3	4,3 16,0 24,0	— — —	44,3
--	-------------	-------------	------	---------------------	-------------	------

ПРИЛОЖЕНИЕ I (продолжение)

Номер точки, литературный источник	Координаты точек		Абсолютное превышение над уровнем моря, ± км	Характеристика слоев		Общая мощ- ность земной коры в данной точке
	λ	φ		Мощность, км	Скорость, км/сек	
313 Косминская, Михота, Тулина, 1957	67,8° в. д.	47,75° с. ш.	+0,4	7,6 18,0 18,8	— — —	44,4
314 Косминская, Михота, Тулина, 1957	68,3° в. д.	47,9° с. ш.	+0,3	6,7 17,6 20,0	— — —	44,3
315 Косминская, Михота, Тулина, 1957	74,7° в. д.	46,8° с. ш.	+0,5	24,5 10,8	— —	35,3
316 Косминская, Михота, Тулина, 1957	74,2° в. д.	47,7° с. ш.	+0,3	12,3 11,2 20,8	— — —	44,3
317 Косминская, Михота, Тулина, 1957	73,6° в. д.	48,4° с. ш.	+0,4	9,2 15,2 24,0	— — —	48,4
318 Косминская, Михота, Тулина, 1957	73,2° в. д.	49,25° с. ш.	+0,3	7,1 16,0 24,0	— — —	47,1
319 Косминская, Михота, Тулина, 1957	72,7° в. д.	50° с. ш.	+0,7	9,9 12,0 18,8	— — —	40,7
Южнее и юго-восточнее озера Балхаш						
320 Косминская, Михота, Тулина, 1957	76,6° в. д.	43,5° с. ш.	+0,7	10,7 40,0	5,5 6,4 8,1	50,7
321 Косминская, Михота, Тулина, 1957	76,2° в. д.	43,8° с. ш.	+0,6	16,6 28,0	5,5 6,4 8,1	44,6
322 Косминская, Михота, Тулина, 1957	75,6° в. д.	44,6° с. ш.	0	13,5 30,5	5,5 6,4 8,1	44,0

ПРИЛОЖЕНИЕ I (продолжение)

Номер точки, литературный источник	Координаты точек		Абсолютное превышение над уровнем моря, \pm км	Характеристика слоев		Общая мощ- ность земной коры в данной точке
	λ	ϕ		Мощность, км	Скорость, км/сек	
323 Косминская, Михота, Тулина, 1957	77,8° в. д.	43,5° с. ш.	+0,9	5,3 43,6	— —	48,9
324 Косминская, Михота, Тулина, 1957	78° в. д.	44° с. ш.	+1,5	13,5 28,0	— — —	41,5
325 Косминская, Михота, Тулина, 1957	78,5° в. д.	44,75° с. ш.	+1,2	15,7 28,0	— — —	43,7
326 Косминская, Михота, Тулина, 1957	79° в. д.	45,6° с. ш.	+0,5	9,3 35,2	— — —	44,5

Туркмения

Красноводский полуостров

327 Андреев, 1953	52,8° в. д.	40,7° с. ш.	0	25 15,0 19(18—20)	3,6—4,8 5,6—6,0 6,3—6,7 7,9—8,1	36,5
-------------------------	-------------	-------------	---	-------------------------	--	------

Хребет Большой Балхан. Близ горы Небит-Даг

328 Андреев, 1953	54,3° в. д.	39,75° с. ш.	+ (0,2 \pm 0,1)	8 10 14	4,5 5,46 6,25 7,9	32,0
329 Андреев, 1953	55,0° в. д.	39,7° с. ш.	+ (0,2 \pm 0,1)	1,8 6,2 5,5 10,0 12,0	— 4,5 5,0 5,46 6,25 7,9	35,5
330 Андреев, 1953	54,4° в. д.	39,4° с. ш.	0	2,3 5,7 10,4 10,6 21,0	— 4,5 5,0 5,46 6,25 7,9	50,0

ПРИЛОЖЕНИЕ I (продолжение)

Номер точки, литературный источник	Координаты точек		Абсолютное превышение над уровнем моря, \pm км.	Характеристика слоев		Общая мощ- ность земной коры в данной точке
	λ	φ		Мощность, км	Скорость, км/сек	
331 Андреев, 1953	55,5° в. д.	39,4° с. ш.	+ (0,2 \pm 0,1)	1,8	—	38,5
				7,2	4,5	
				9,0	5,0	
				8,5	5,46	
				12,0	6,25 7,9	
332 Андреев, 1953	55,1° в. д.	39,1° с. ш.	+ (0,2 \pm 0,1)	2,0	—	45,0
				6,8	4,5	
				11,2	5,0	
				11,0	5,46	
				14,0	6,25 7,9	
333 Андреев, 1953	54,4° в. д.	39,8° с. ш.	0	4,0	—	29,0
				8,2	—	
				16,8	—	
334 Андреев, 1953	54,9° в. д.	39,1° с. ш.	0	9,5	—	39,5
				11,5	—	
				18,5	—	
Тянь-Шань						
335 Гамбурцев и др., 1957	72,8° в. д.	43,1° с. ш.	+0,6	10,0	—	40,0
				30,0	6,4 8,1	
336 Гамбурцев и др., 1957	73,2° в. д.	43,1° с. ш.	+0,6	12,8	—	44,0
				31,2	—	
337 Гамбурцев и др., 1957	73,6° в. д.	43,0° с. ш.	+0,6	8,0	—	47,2
				39,2	—	
338 Гамбурцев и др., 1957	74,8° в. д.	43,0° с. ш.	+0,6	18,0	—	50,0
				32,0	—	
Ферганская долина						
339 Гамбурцев и др., 1957	71,1° в. д.	40,8° с. ш.	+0,5	8	—	32,0
				24	—	
Памир						
340 Гамбурцев и др.,	72,9° в. д.	38,5° с. ш.	+4,5	32	—	60,0
				28	—	

ПРИЛОЖЕНИЕ I (продолжение)

Номер точки, литературный источник	Координаты точек		Абсолютное превышение над уровнем моря, \pm км	Характеристика слоев		Общая мощ- ность земной коры в данной точке
	λ	φ		Мощность, км	Скорость, км/сек	
341 Гамбурцев и др., 1957	72,9° в. д.	38,9° с. ш.	+4,8	32,8 24,0	— —	56,8
342 Гамбурцев и др., 1957	72,9° в. д.	39,3° с. ш.	+5,8	24,8 32,0	— — —	56,8
343 Гамбурцев и др., 1957	72,9° в. д.	39,7° с. ш.	+3,7	20,0 46,8	— — —	66,8
344 Гамбурцев и др., 1957	72,9° в. д.	40,3° с. ш.	+1,8	24,8 27,2	5,5 6,4 —	52,0
345 Гамбурцев и др., 1957	70,0° в. д.	38,5° с. ш.	+1,8	32,0 20,0	— — —	52,0
346 Гамбурцев и др., 1957	70,5° в. д.	38,5° с. ш.	+3,2	32,0 20,0	— — —	52,0
347 Гамбурцев и др., 1957	71,0° в. д.	38,5° с. ш.	+2,0	36,0 20,0	— — —	56,0
348 Гамбурцев и др., 1957	71,5° в. д.	38,5° с. ш.	+2,5	38,0 28,0	— —	66,0
349 Гамбурцев и др., 1957	72,0° в. д.	38,5° с. ш.	+3,5	36,0 28,0	— — —	64,0
350 Гамбурцев и др., 1957	72,9° в. д.	38,4° с. ш.	+4,0	35,2 24,8	5,5 6,4 —	60,0

Внутренние моря СССР

Черное

351 Непрочнов, Гончаров, Непрочнов, 1959	35,6° в. д.	43,4° с. ш.	-2,2	4,8 6,4 16,8	— — 6,8 8,4	28,0
352 Непрочнов, Гончаров, Непрочнов, 1959	36,7° в. д.	43,7° с. ш.	-2,0	12 18,8	— 6,8 8,2	30,8

ПРИЛОЖЕНИЕ I (продолжение)

Номер точки, литературный источник	Координаты точек		Абсолютное превышение над уровнем моря, ± км	Характеристика слоев		Общая мощ- ность земной коры в данной точке
	λ	φ		Мощность, км	Скорость, км/сек	
353 Непрочнов, Гончаров, Непрочнов, 1959	36,7° в. д.	44,0° с. ш.	-2,0	10,4 20,0	— — —	30,4
354 Непрочнов, Гончаров, Непрочнов, 1959	36,7° в. д.	44,5° с. ш.	-1,0	12,4 19,6	— — —	32,0
355 Непрочнов, Гончаров, Непрочнов, 1959	35,5° в. д.	43,4° с. ш.	-2,2	12 15	3,0 6,8 V _{гр} =8,4	27,0
356 Непрочнов, Гончаров, Непрочнов, 1959	35,7° в. д.	43,4° с. ш.	-2,2	10 19	3,0 6,8 V _{гр} =8,4	29
357 Непрочнов, 1959	32,8° в. д.	43,9° с. ш.	-1,8	10,5 10,0	3,0 6,4 V _{гр} =8,2	20,5
358 Непрочнов, 1959	32,3° в. д.	44,1° с. ш.	-1,8	12,0 9,0	3,0 6,4 V _{гр} =8,2	21,0

Каспийское

359 Гагельганц и др., 1958	49,6° в. д.	39,5° с. ш.	0	4,0 18,0	4,8 6,6 8,0	22,0
360 Гагельганц и др., 1958	50,8° в. д.	40,5° с. ш.	-(0,1±0,1)	15,0 13,0	4,8 6,6 8,0	28,0
361 Гагельганц и др., 1958	51,1° в. д.	40,7° с. ш.	-(0,2±0,1)	7 11 12	4,8 6,0 6,6 8,0	30,0
362 Гагельганц и др., 1958	51,5° в. д.	40,9° с. ш.	-(0,2±0,1)	1 14 10	4,8 6,0 6,6 8,0	25,0
363 Гагельганц и др., 1958	51,6° в. д.	40,95° с. ш.	-(0,2±0,1)	15 14	6,0 6,6 8,0	29,0

ПРИЛОЖЕНИЕ I (продолжение)

Номер точки, литературный источник	Координаты точек		Абсолютное превышение над уровнем моря, \pm км	Характеристика слоев		Общая мощ- ность земной коры в данной точке
	λ	φ		Мощность, км	Скорость, км/сек	
364 Гегельганц и др., 1958	52,1° в. д.	41,3° с. ш.	$-(0,1 \pm 0,1)$	13 20	6,0 6,6 8,0	33,0
365 Гегельганц и др., 1958	51,1° в. д.	40,3° с. ш.	$-(0,15 \pm 0,05)$	17,0 14,0 10,0	$V_{гр1}=3,4-4,0$ $V_{гр2}=5,0$ $V_{гр}=6,0$ $V_{гр}=6,6$ 7,9	41,0
366 Гегельганц и др., 1958	51,3° в. д.	40,5° с. ш.	$-(0,35 \pm 0,15)$	12,0 18,0 10,0	$V_{гр1}=3,4-4,0$ $V_{гр2}=5,0$ $V_{гр}=6,0$ $V_{гр}=6,6$ $V_{гр}=8,0$	40,0
367 Гегельганц и др., 1958	51,5° в. д.	40,6° с. ш.	$-0,15 \pm 0,05$	8,0 12,0 18,5	$V_{гр1}=3,4-4,0$ $V_{гр2}=5,0$ $V_{гр}=6,0$ $V_{гр}=6,6$ $V_{гр}=8,0$	38,5
368 Гегельганц и др., 1958	51,8° в. д.	40,8° с. ш.	$-0,1 \pm 0,05$	4,0 11,0 21,0	$V_{гр1}=3,4-4,0$ $V_{гр2}=5,0$ $V_{гр}=6,0$ $V_{гр}=6,6$ $V_{гр}=8,0$	36,0
369 Гегельганц и др., 1958	52,1° в. д.	40,9° с. ш.	$-0,07 \pm 0,02$	1,0 14,0 18,0	$V_{гр1}=3,4-4,0$ $V_{гр2}=5,0$ $V_{гр}=6,0$ $V_{гр}=6,6$ $V_{гр}=8,0$	33,0
370 Гегельганц и др., 1958	50,8° в. д.	40,0° с. ш.	0	8,2 8,2 8,6	3,0 6,0 6,8 8,0	25,0
371 Гегельганц и др., 1958	50,9° в. д.	41,2° с. ш.	-0,2	6,8 9,2 7,5	3,0 6,0 6,8 8,0	23,5

ПРИЛОЖЕНИЕ I (продолжение)

Номер точки, литературный источник	Координаты точек		Абсолютное превышение над уровнем моря, ± км	Характеристика слоев		Общая мощ- ность земной коры в данной точке
	λ	φ		Мощность, км	Скорость, км/сек	
372 Гагельганц и др., 1958	51,3° в. д.	42° с. ш.	-0,3	16,0 14,5	6,0 6,8 8,0	30,5
373 Гагельганц и др., 1958	51,5° в. д.	42,5° с. ш.	0	14,0 18,0	6,0 6,8 8,0	32,0
374 Гагельганц и др., 1958	49,4° в. д.	39,3° с. ш.	0	10,4 7,4 14,4	— 4,8 6,6 8,0	32,2
375 Гагельганц и др., 1958	50,1° в. д.	39,7° с. ш.	0	11,7 12,5 13,8	— — —	38,0
376 Гагельганц и др., 1958	50,6° в. д.	40,0° с. ш.	0	23,0 5,5 15,5	— 6,0 — —	44,0
377 Гагельганц и др., 1958	51,0° в. д.	40,4° с. ш.	0	12 18 15	— — — —	45,0
378 Гагельганц и др., 1958	51,5° в. д.	40,7° с. ш.	-0,2	4,0 18,5 18,5	— — — —	41,0
379 Гагельганц и др., 1958	51,9° в. д.	41,0° с. ш.	-0,1	20,4 17,6	— — —	38,0

Кавказ (СССР)

Черноморское побережье. Колхида

380 Балавадзе, Твалтвадзе, 1960	41,6° в. д.	42,4° с. ш.	+0,2	8	3,6—4,8	46,0
				13	5,6—6,0	
				25	6,3—6,7	
					7,9—8,1	

Центральный Кавказ

381 Балавадзе, Твалтвадзе, 1960	43,9° в. д.	42° с. ш.	+0,5	4	3,8—4,8	54,0
				25	5,6—6,0	
				25	6,3—6,7	
					7,9—8,1	

ПРИЛОЖЕНИЕ I (продолжение)

Номер точки, литературный источник	Координаты точек		Абсолютное превышение над уровнем моря, ± км	Характеристика слоев		Общая мощ- ность земной коры в данной точке
	λ	φ		Мощность, км	Скорость, км/сек	
Восточный Кавказ. Мильская степь						
382 Балавадзе, Твалтвадзе, 1960	48,0° в. д.	39,8° с. ш.	+0,2	5 25	5,6—6,0 6,3—6,7 7,9—8,1	30
383 Балавадзе, Твалтвадзе, 1960	47,1° в. д.	40,8° с. ш.	+0,1	8,0 14,0 26,0	3,6—4,8 5,6—6,0 6,3—6,7 7,9—8,1	48
Ленкорань						
384 Балавадзе, Твалтвадзе, 1960	48,8° в. д.	38,7° с. ш.	0	15 18—20	3,6—4,8 6,3—6,7 7,9—8,1	34
Европа						
<i>Аппенинский полуостров</i>						
<i>Долина реки По</i>						
385 Caloi a. oth., 1956	9°36,8' в. д.	45°16' с. ш.	+0,1	(6) 8,5 15,0	3,8—4,0 5,1 6,9 8,16	29,5
386 Di Fillippo, Marcelli, 1951	11°25' в. д.	44°41' с. ш.	+0,1	—	—	26,020
387 Caloi, 1958 ₁	11° в. д.	45° с. ш.	0	(5) 2 9 8 10	— 4,0 5,1 6,1 6,9 8,16	34,0
Побережье Адриатического моря						
388 Di Fillippo, Marcelli, 1951	12°36' в. д.	43°57' с. ш.	+0,2	—	—	23,620
389 Di Fillippo, Marcelli, 1951	15°17' в. д.	41°29' с. ш.	+0,2	—	—	29,9
Адриатическое море						
390 Di Fillippo, Marcelli, 1951	13°33' в. д.	44°04' с. ш.	-0,1	—	—	21,58

ПРИЛОЖЕНИЕ I (продолжение)

Номер точки, литературный источник	Координаты точек		Абсолютное превышение над уровнем моря, ± км	Характеристика слоев		Общая мощ- ность земной коры в данной точке
	λ	φ		Мощность, км	Скорость, км/сек	
Тирренское море						
391 Di Fillippo, Marcelli, 1951	14°26' в. д.	40°21' с. ш.	-0,5	—	—	29,39
Аппенины						
392 Di Fillippo, Marcelli, 1952	13°20' в. д.	42°31' с. ш.	+1,0±0,5	24,71 36,02	5,46 6,38 —	60,73
393 Di Fillippo, Marcelli, 1951	11°25' в. д.	43°51' с. ш.	+0,1	—	—	17,048
Венгерская низменность						
394 Galfi, Stegena, 1960	16,5° в. д.	47,7° с. ш.	+0,2	4,5 11,5 4,0	— 5,8 6,0 —	20,0
395 Galfi, Stegena, 1960	21°38' в. д.	47°33' с. ш.	+0,2	1,5 17,5 4,5	— 5,8 6,0 —	23,5
396 Galfi, Stegena, 1960	18,0° в. д.	46,0° с. ш.	+0,2	0,5 18,5 6,5	— 5,8 6,0 —	25,5
397 Galfi, Stegena, 1960	18,6° в. д.	46,2° с. ш.	0	2,0 19 7,0	— 5,8 6,0 —	28,0
398 Galfi, Stegena, 1960	20,3° в. д.	48,3° с. ш.	+0,1±0,1	2,3 16,7 2,5	— 5,2—5,9 6,65 8,1	21,5
399 Galfi, Stegena, 1960	21,2° в. д.	48,2° с. ш.	+0,2±0,1	2,2 16,3 4,0	— 5,2—5,9 6,65 8,1	22,5
400 Galfi, Stegena, 1960	20,9° в. д.	48,4° с. ш.	+0,7±0,2	2,5 16,7 2,0	— 5,2—5,9 6,65 8,1	21,2

ПРИЛОЖЕНИЕ I (продолжение)

Номер точки, литературный источник	Координаты точек		Абсолютное превышение над уровнем моря, \pm км	Характеристика слоев		Общая мощ- ность земной коры в данной точке
	λ	Φ		Мощность, км	Скорость, км/сек	
401 Galfi, Stegena, 1960	20,2° в. д.	47,2° с. ш.	+0,1 \pm 0,1	2,5 17,5 3,0	— 5,2—5,9 6,65 8,1	23,0
402 Galfi, Stegena, 1960	17,9° в. д.	46,6° с. ш.	+0,1 \pm 0,1	2,0 18,0 3,5	— 5,2—5,9 6,65 8,1	23,5
403* Galfi, Stegena, 1960	21,5° в. д. 20,1° в. д.	47,6° с. ш. 47,1° с. ш.	+0,1 \pm 0,1	17,45 4,77	5,2—5,9 6,65 8,1	22,22
404* Reinhardt, 1954	20° в. д. 21,5° в. д.	47° с. ш. 47,5° с. ш.	+0,1 \pm 0,1	2,0 17,1 4,6	2,4 5,9 6,65 8,10	23,7

Балканский полуостров

Горы Пинд

405 Peronaci, 1957	21°25' в. д.	39°09' с. ш.	+1 \pm 0,5	25,0 6,0 27,0	5,49 \pm 0,1 6,30 \pm 0,03 6,94 \pm 0,04 8,17 \pm 0,036	58,0
--------------------------	--------------	--------------	--------------	---------------------	--	------

Балканы

406 Peronaci, 1957	26°23' в. д.	42°41' с. ш.	+0,2 \pm 0,1	27,2 — 29,8	5,49 \pm 0,1 6,30 \pm 0,03 6,94 \pm 0,04 8,17 \pm 0,036	57,0
--------------------------	--------------	--------------	----------------	-------------------	--	------

Эгейское море

407 Peronaci, 1957	25°30' в. д.	39°02' с. ш.	0	25,4 4,1 30,5	5,49 \pm 0,1 6,30 \pm 0,03 6,94 \pm 0,04 8,17 \pm 0,036	60,0
--------------------------	--------------	--------------	---	---------------------	--	------

Южные Карпаты

408 Radu, 1958	25,0° в. д.	45,6° с. ш.	+1,5 \pm 0,5	3,3 29,7 24,0	— — —	57,0
409 Radu, 1958	26,6° в. д.	45,9° с. ш.	+1,78	—	—	68,5

ПРИЛОЖЕНИЕ I (продолжение)

Номер точки, литературный источник	Координаты точек		Абсолютное превышение над уровнем моря, \pm км	Характеристика слоев		Общая мощ- ность земной коры в данной точке
	λ	φ		Мощность, км	Скорость, км/сек	
Швабия						
410 Reich, 1953	9°48' в. д.	48°23' с. ш.	0	—	2,0	>27,6
				—	3,0	
				—	4,0	
				—	5,0	
				20,3 7,3	5,73—5,98	
411 Caloi, 1958 ₂	9°20' в. д.	48°30' с. ш.	+0,2 \pm 0,1	18	5,7—5,8	30
				12	—	
				—	—	
Восточные Альпы						
412 Caloi, 1958 ₁	10° в. д.	47° с. ш.	+1,5	13,5	5,7	44,5
				20,5	6,1	
				10,5	6,9	
				—	8,0—8,2	
Западные Альпы						
413 Förtsch, 1952	8°07' в. д.	46°16' с. ш.	+2,0 \pm 0,5	4—6	5,88	31,5
				10—14	6,005	
				12—17	6,55	
				—	8,34	
Северное море						
414 Schulze, Förtsch, 1950	7°53' в. д.	54°11' с. ш.	-0,1 \pm 0,1	6,0 \pm 1,0	4,32	26,0
				3,5	5,34	
				16,7	6,19	
				—	6,60	
				—	8,19	
Западно-Европейская низменность						
415 Schulze, Förtsch, 1950	9°42' в. д.	52°23' с. ш.	+0,2 \pm 0,2	3,5	—	27,0
				9,0	5,34	
				14,5	6,19	
				—	8,19	
416 Schulze, Förtsch, 1950	18°30' в. д.	51°35' с. ш.	+0,3 \pm 0,1	2,7	—	27,0
				5,3	5,34	
				19,0	6,60	
				—	8,19	
417* Reinhardt, 1954	10° в. д. 8° в. д.	51° с. ш. 54,5° с. ш.	+0,5 \pm 0,2	6,0	3,6	27,4
				7,5	5,4	
				13,9	6,5	
				—	8,2	
				—	—	

ПРИЛОЖЕНИЕ I (продолжение)

Номер точки, литературный источник	Координаты точек		Абсолютное превышение над уровнем моря, ± км	Характеристика слоев		Общая мощ- ность земной коры в данной точке
	λ	φ		Мощность, км	Скорость, км/сек	
Шварцвальд						
418* Reinhardt, 1954	8° в. д.	47,5° с. ш.	+0,7±0,2	2,4	5,63	30,2
	8,5° в. д.	49,5° с. ш.		17,7	5,97	
				10,1	6,54 8,15	
Остров Исландия						
419* Bäth, 1960	22° з. д.	64,2° с. ш.	+0,6±0,3	2,12± ±0,03	3,69±0,04	27,84
	15,8° з. д.	65,6° с. ш.		15,7± 0,25	6,71±0,02	
				10,02± 0,24	7,38±0,02 —	
Прибалтика (СССР)						
420 Грязев и др., 1960	31,9° в. д.	65,4° с. ш.	+0,2	10,0	5,4—6,4	37,0
				5,5	6,6	
				21,5	6,75—7,0 8,1	
421 Грязев и др., 1960	33,1° в. д.	65,2° с. ш.	+0,2	12,0	5,4—6,4	37,5
				4,5	6,6	
				21,0	6,75—7,0 8,1	
Предгорья Южных Карпат						
422 Iosif, 1958	26° в. д.	44,5° с. ш.	+0,1±0,1	48	—	76
				28	—	
					—	
Восточные Карпаты						
423 Iosif, 1958	27° в. д.	45,7° с. ш.	+0,1±0,1	24	—	71
				47	—	
					—	
К югу от Рудных гор						
424* Reinhardt, 1954	14° в. д.	49,8° с. ш.	+0,5±0,2	10,9	5,64	30,8
	16° в. д.	50,8° с. ш.		19,9	6,35	
					8,15	
Западное побережье Черного моря						
425 Peronaci, 1957	27°03' в. д.	42°16' с. ш.	+0,5±0,2	24,4	5,49±0,1	56,0
				5,6	6,30±0,03	
				26,0	6,94±0,04 8,17±0,036	

ПРИЛОЖЕНИЕ I (продолжение)

Номер точки, литературный источник	Координаты точек		Абсолютное превышение над уровнем моря, ± км	Характеристика слоев		Общая мощ- ность земной коры в данной точке
	λ	φ		Мощность, км	Скорость, км/сек	
Русская платформа близ Куйбышева (СССР)						
426 Померан- цева, 1961	53,8° в. д.	54,9° с. ш.	+0,3	5,8	—	34,0
				6,2	—	
				11,7	6,0—6,8	
				10,3	7,0—7,4	
				мантия		
11,0	7,3—8,0 V _{гр} =9,0					
427 Померан- цева, 1961	53,8° в. д.	54,0° с. ш.	+0,3	7,5	—	30,0
				4,5	—	
				8,0	6,0—6,8	
				10,0	7,0—7,4	
				мантия		
10,0	7,3—8,0 V _{гр} =9,0					
428 Померан- цева, 1961	53,8° в. д.	53,1° с. ш.	+0,3	5,7	—	28,7
				4,3	—	
				6,9	6,0—6,8	
				11,8	7,0—7,4	
				мантия		
8,2	7,3—8,0					
429 Померан- цева, 1961	53,8° в. д.	52,2° с. ш.	+0,3	6,3	—	27,0
				3,7	—	
				9,8	6,0—6,8	
				7,2	7,0—7,4	
				мантия		
10,7	7,3—8,0 V _{гр} =9,0					
430 Померан- цева, 1961	53,8° в. д.	51,8° с. ш.	+0,3	7,2	—	28,3
				3,8	—	
				10,0	6,0—6,8	
				7,3	7,0—7,4	
				мантия		
12,7	7,3—8,0 V _{гр} =9,0					
431 Померан- цева, 1961	52,7° в. д.	53,9° с. ш.	+0,3	5,0	—	37,0
				6,0	—	
				12,0	6,7	
				14,0	7,1—7,2	
					V _{гр} =9,0	
432 Померан- цева, 1961	52,6° в. д.	52,9° с. ш.	+0,3	5,0	—	37,0
				6,0	—	
				12,0	6,7	
				14,0	7,1—7,2	
					8,1	

ПРИЛОЖЕНИЕ I (окончание)

Номер точки, литературный источник	Координаты точек		Абсолютное превышение над уровнем моря, \pm км	Характеристика слоев		Общая мощ- ность земной коры в данной точке
	λ	φ		Мощность, км	Скорость, км/сек	
433 Померан- цева, 1961	52,6° в. д.	51,2° с. ш.	+0,3	5,0 11,5 8,5 15,0	— — 6,7 7,1—7,2 8,1	40,0
434 Померан- цева, 1961	53,7° в. д.	53,9° с. ш.	+0,3	4,0 16,0 10,0	— 6,5 7,2 8,0	30,0
435 Померан- цева, 1961	55,0° в. д.	53,3° с. ш.	+0,3	5,0 15,0 11,5	— 6,5 7,2 8,0	31,5

ЛИТЕРАТУРА

- Андреев Б. А. Гравитационные аномалии и мощность земной коры континентальных областей.— Докл. АН СССР, 1958, 119, № 2.
- Андреев С. С. Глубинное строение и сейсмичность Юго-Западной Туркмении.— Канд. дисс. М., 1953.
- Андреев С. С. Изучение глубинного строения земной коры при помощи обменных волн PS, регистрируемых при землетрясениях.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1957, № 1.
- Андреева И. Б., Удницев Г. Б. Строение дна Японского моря по данным исследований экспедиции на «Витязе».— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 10.
- Архангельский А. Д. Геология и гравиметрия. М.— Л.— Новосибирск, ОНТИ, 1933.
- Архангельский А. Д. Геологические результаты общих магнитометрических и гравиметрических работ в СССР. В кн.: «Труды XVII сессии Международного геологического конгресса», т. I. М., 1939.
- Архангельский А. Д., Михайлов А. А., Федьинский В. В., Люстих Е. Н. Геологическое значение аномалий силы тяжести в СССР.— Изв. АН СССР, серия геол., 1937, № 4.
- Балавадзе Б. К., Твалтвадзе Г. К. Строение земной коры Закавказско-Каспийской впадины по геофизическим данным. В кн.: «Геологические результаты прикладной геохимии и геофизики», раздел 2. М., 1960 (Международный геологический конгресс. XXI сессия. Доклады советских геологов. Проблема 2).
- Белоусов В. В. О геологическом строении и развитии океанических впадин.— Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 3.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Изд. 2., М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Беляевский Н. А., Федьинский В. В. Изучение глубинных недр земли и задачи сверхглубокого бурения.— Сов. геология, 1961, № 12.
- Борисов А. А. Аномалии силы тяжести горных областей.— Прикл. геофизика, 1958, вып. 21.
- Гагельганц А. А., Гальперин Е. И., Косминская И. П., Кракшина Р. М. Строение земной коры центральной части Каспийского моря по данным глубинного сейсмического зондирования.— Докл. АН СССР, 1958, 123, № 3.
- Гайнанов А. Т., Смирнов Л. П. Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану.— Сов. геология, 1962, № 3.
- Галфи И., Стегена Л. Строение земной коры в Венгрии.— Геол. журнал, 1960, 20, вып. 3.
- Гамбурцев Г. А., Вейцман П. С. Сопоставление данных глубинного сейсмического зондирования о строении земной коры в районе Северного Тянь-Шаня с данными сейсмологии и гравиметрии.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1956, № 9.
- Гамбурцев Г. А., Вейцман П. С., Давыдова Н. И., Тулина Ю. В. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры на Северном Тянь-Шане.— Бюлл. Совета по сейсмол. АН СССР, 1957, № 3.
- Годин Ю. Н., Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С., Фоменко К. Е. Изучение строения земной коры при региональных сейсмических исследованиях на Русской платформе и в Средней Азии.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1961, № 10.
- Грачев Ю. Н., Дехнич М. Я., Литвиненко И. В., Некрасова К. А., Сосновская А. В. Глубинные геофизические исследования на территории Балтийского щита. В кн.: «Геологические результаты прикладной геохимии и геофизики», раздел 2. М., 1960 (Международный геологический конгресс. XXI сессия. Доклады советских геологов. Проблема 2).
- Гутенберг Б. Скорости распространения сейсмических волн в земной коре. В кн.: «Земная кора». Под ред. А. Поддерварта. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1957.
- Деменицкая Р. М. Планетарные структуры земной коры и их отображение в аномалиях Буге.— Сов. геология, 1958, № 8.

- Деменицкая Р. М. Строение кристаллической части оболочки Земли по геофизическим данным. В кн.: «Геологические результаты прикладной геохимии и геофизики», раздел 2. М., 1960 (Международный геологический конгресс. XXI сессия. Доклады советских геологов. Проблема 2).
- Деменицкая Р. М. Основные черты строения коры Земли по геофизическим данным.— Труды Научн.-исслед. ин-та геол. Арктики, 1961, 115.
- Евсеев С. В. Аномалии силы тяжести в горных районах Средней Азии.— Бюлл. Астроном. ин-та АН СССР, 1948, № 15.
- Калашников А. Г. История геомагнитного поля.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1961, № 9.
- Корякин Е. Д. Зависимость между гравитационными аномалиями Буге и мощностью земной коры в области Атлантического океана.— Докл. АН СССР, 1959, 129, № 6.
- Косминская И. П. Строение земной коры по сейсмическим данным.— Бюлл. Московск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1958, 33, вып. 4.
- Косминская И. П., Михота Г. Г., Тулина Ю. В. Строение земной коры Памиро-Алайской зоны по данным глубинного сейсмического зондирования.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1958, № 10.
- Кропоткин П. Н. Происхождение материков и океанов.— Природа, 1956, № 4.
- Кропоткин П. Н. Палеомагнетизм и его значение для стратиграфии и геотектоники.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 12.
- Кропоткин П. Н. Палеомагнетизм, палеоклиматы и проблема крупных горизонтальных движений земной коры.— Сов. геология, 1961, № 5.
- Кропоткин П. Н., Люстих Е. Н., Повало-Швейковская Н. Н. Аномалии силы тяжести на материках и океанах и их значение для геотектоники. М., Изд-во Московск. ун-та, 1958.
- Люстих Е. Н. Геологический смысл различных методов вычисления аномалий силы тяжести.— Труды Ин-та теорет. геофизики АН СССР, 1947, 3.
- Люстих Е. Н. Аномалии силы тяжести и глубинная тектоника Индонезии и других островных дуг.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, 1955, № 26 (153).
- Люстих Е. Н. Изостазия и изостатические гипотезы.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, 1957, № 38 (165).
- Люстих Е. Н. О гипотезах талассогенеза и глыбах земной коры.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1959, № 11.
- Магницкий В. А. К вопросу о происхождении и путях развития континентов и океанов.— Вопросы космогонии, 1958, 6.
- Муратов М. В. Проблема происхождения океанических впадин.— Бюлл. Московск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1957, 32, вып. 5.
- Непрочнов Ю. П. Глубинное строение земной коры под Черным морем к юго-западу от Крыма по сейсмическим данным.— Докл. АН СССР, 1959, 125, № 5.
- Непрочнов Ю. П., Гончаров В. П., Непрочнов А. Ф. Сейсмические данные о строении земной коры в центральной части Черного моря.— Докл. АН СССР, 1959, 129, № 2.
- Палеомагнетизм. Сборник статей. Пер. с англ. под ред. Г. Н. Петровой. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1962.
- Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. В кн.: «Структура земной коры и деформации горных пород». М., 1960 (Международный геологический конгресс. XXI сессия. Доклады советских геологов. Проблема 18).
- Пейве А. В. Тектоника и магматизм.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 3.
- Померанцева И. В. Результаты работ по изучению строения кристаллической толщи земной коры в некоторых районах юго-востока Русской платформы.— Прикл. геофизика, 1961, вып. 31.
- Субботин С. И. О связи аномалий силы тяжести с вертикальными движениями земной коры.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1955, № 4.
- Удинцев Г. Б. Результаты сейсмо-акустических исследований строения дна Тихого океана к юго-востоку от о. Хоккайдо.— Докл. АН СССР, 1959, 129, № 4.
- Уломов В. И. 1. Некоторые особенности строения земной коры Средней Азии по записям мощного взрыва.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1960, № 1.
- Уломов В. И. 2. Статистический анализ записей близких землетрясений и строение земной коры в Средней Азии.— Изв. АН Узб. ССР, серия физ.-мат., 1960, № 6.
- Уэрзел Дж. Л., Шербет Г. Л. Интерпретация аномалий силы тяжести на основании стандартных колонок земной коры для океанов и материков. В кн.: «Земная кора». Под ред. А. Полдверта. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1957.
- Федынский В. В. Геофизические данные о некоторых чертах строения и развития земной коры. В кн.: «Геологические результаты прикладной геохимии и геофизики», раздел 2. М., 1962 (Международный геологический конгресс. XXI сессия. Доклады советских геологов. Проблема 2).
- Хесс Х. Геологические гипотезы и земная кора под океанами. В кн.: «Строение земной коры по сейсмическим данным». М., Изд-во иностр. лит-ры, 1959.
- Wanpocroft A. M. Gravity measurements in the Queen Elizabeth Island of Arctic Canada.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1958, 39, № 4.
- Wáth M. Crustal structure of Iceland.— J. Geophys. Res., 1960, 65, № 6.

- Báth M. Die Conrad-Diskontinuität.—Freiberger Forschungsh., 1961, CI, № 101.
- Bentley C. R., Worzel J. L. Geophysical investigation in the emerged and submerged Atlantic Coastal Plain, pt. 10.—Bull. Geol. Soc. America, 1956, 67, № 1.
- Berckhemer H. Rayleigh-wave dispersion and crustal structure in the East Atlantic Ocean Basin.—Bull. Seismol. Soc. America, 1956, 46, № 2.
- Berg J. W., Cook K. L., Narens H. D., Dolan W. M. Seismic investigation of crustal structure in the eastern part of the basin and range province. Bull. Seism. Soc. Amer. 1960, 50, № 4.
- Berg J. W., Cook K. L., Narens H. D., Leamer R. J. Seismic profiles in Northern Utah. Pilot Range and Grouse Creek Range Area.—J. Geophys. Res., 1961, 66, № 4.
- Bernal J. D., Wilson J. T., Dietz R. Continental and oceanic differentiation.—Nature, London, 1961, 192, № 4798.
- Birch F. Velocity of compressional waves in rocks.—Geophysics, 1960, 65, № 4.
- Bonini W. E., Smith T. J., Woolard P. L. Explosion studies of continental structure.—Carnegie Inst. Wash. Publ., 1961, № 622.
- Bullard E. C. A comparison of oceans and continents.—Proc. Roy. Soc. London, ser. A, 1954, 222.
- Bullard E. S., Griggs D. The nature of the Mohorovičić discontinuity.—Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1961, 6, № 1.
- Byerly P. Subcontinental structure in the light of seismological evidence. In: «Advances of geophysics», v. 3. N. Y., 1956.
- Caloi P. I. La crosta terrestre, dagli Appennini all'Atlantico, ricostruita sulla base dei rilievi sismici.—Ann. geofis., 1958, 11, № 3—4.—То же на англ. яз.—Z. Geophys., 1958, Jahrg. 24, H. 2.
- Caloi P., De Panfilis M., Di Filippo D., Marcelli L., Spadea M. C. Terremoti della Val Padana del 15—16 Maggio 1951.—Ann. geofis., 1956, 9, № 1.
- Chudoba V. O. Československých gravimetrických Základech.—Českosl. Acad. ved. geofys., sborn. 1955, № 12—19.
- Ciani A., Gantar C., Morelli C. Rilievo gravimetrico sullo roccolo epicontinentale dei Mari. Italiani.—Boll. geofis., Trieste, 1960, Ann. II, № 6.
- Cram Ira H. A crustal structure refraction survey in South Texas.—Geophysics, 1961, 26, № 5.
- Day A. A. Gravity anomalies in the Channel Islands.—Geol. Mag., 1959, 96, № 2.
- Dietz H. Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor.—Nature, London, 1961, 190, № 4779.
- Diment W. H. Crustal structure from the Nevada Test Site to Kingman, Arizona, from seismic and gravity observations.—J. Geophys. Res., 1961, 66, № 1.
- Drake C. L., Ewing M., Sutton G. H. Continental margins and geosynclines. In: «Physics and chemistry of the Earth», v. 3. London.—N. Y., 1959.
- Ewing J., Antoine M., Ewing M. Geophysical measurements in the Western Caribbean Sea and in the Gulf of Mexico.—J. Geophys. Res., 1960, 65, № 12.
- Ewing J., Ewing M. Seismic-refraction measurements in the Atlantic basin, in the Mediterranean sea, of the Mid Atlantic Ridge and in the Norwegian sea.—Bull. Geol. Soc. America, 1959, 70, № 3.
- Ewing M., Heezen B. Puerto-Rico trench, topographic and geophysical data.—Bull. Geol. Soc. America, Spec. Paper, 1955, 62.
- Ewing M., Sutton G. H., Officer C. B. Seismic refraction measurements in the Atlantic Ocean. Pt. 6. Typical deep stations North America Basin.—Bull. Seismol. Soc. America, 1954, 44, № 1.
- Ewing M., Wörzel J. L. Cravity anomalies and structure of the West Indies. Pt. 1—2.—Bull. Geol. Soc. America, 1954, 65, № 2.
- Ewing W. M., Wörzel J. L., Schurbet G. L. Gravity observations at sea in U. S. submarines Barracuda, Tusk, Conger, Argonaut and Medregal.—Kgl. Nederl. Geol. Mij. Genootschap Verhandl., Geol. Ser., 1957, Deel 18.
- Di Filippo D., Marcelli L. Tampi di tragitto delle onde P. e spessore dello strato del granito nel Italia Centrale.—Ann. geofis., 1951, 4, № 4.
- Di Filippo D., Marcelli L. Struttura della crosta terrestre in corrispondenza dell Italia Centrale.—Ann. geofis., 1952, 5, № 4.
- Förtsch O. Analyse der seismischen Registrierungen der Gross-Sprengung bei Haslach in Schwarzwald am 28 April 1948.—Geol. Jahrb., 1952, 66.
- Garland G. D., Burwash R. A. Geophysical and petrological study of Precambrian of Central Alberta, Canada.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1959, 43, № 4.
- Garland G. D., Tanner J. G. Investigation of gravity and isostasy on the southern Canadian Cordillera.—Publ. Dominion Observatory, Ottawa, 1957, 19, № 5.
- Gaskell T. F. Seismic refraction work by H.M.S. «Challenger» in the deep oceans.—Proc. Roy. Soc., ser. A, 1954, 222, № 1150.
- Gaskell T. F., Hill M., Swallow I. Seismic measurements made by H.M.S. «Challenger» in the Atlantic, Pacific and Indian oceans and in the Mediterranean sea, 1950—1953.—Philos. Trans. Roy. Soc., Ser. A, 1958, 251, № 988.
- The geological and geophysical results of the cruises of RRS Discovery during 1958, May—July.—Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1952, 2, № 2.

- Girdler R. W., Harrison J. C. Submarine gravity measurements in the Atlantic Ocean, Indian Ocean, Red Sea, Mediterranean Sea.—*Proc. Roy. Soc., Ser. A*, 1957, 239, № 1217.
- Grossling B. F. Seismic waves from the underground explosion in Nevada.—*Bull. Seismol. Soc. America*, 1959, 49, № 1.
- Gutenberg B. Earthquakes and structure in Southern California.—*Bull. Geol. Soc. America*, 1943, 54, № 4.
- Gutenberg B. Zur Frage der Gebirgswürzeln.—*Geol. Rundschau*, 1957, 46, № 1.
- Gutenberg B. Polar wandering, displacements of continents and subcrustal currents.—*Abhandl. Deutsch. Akad. Wiss., Berlin, Kl. 111*, 1960, H. 1.
- Hamilton W. Origin of the Gulf of California.—*Bull. Geol. Soc. America*, 1961, 72, № 9.
- Harrison J. C., Brown G. L., Spiess F. N. Gravity measurements in the North-eastern Pacific Ocean.—*Trans. Amer. Geophys. Union*, 1957, 38, № 1.
- Helbig K., Thirlaway H. I. S. New Gravity measurements in West Pakistan.—*Geophys. J. Astron. Roy. Soc.*, 1961, 5, № 2.
- Hersey J. H., Officer C. B., Johnson H. R. a. Bergstrom S. Seismic refraction observations North of the Brownson deep.—*Bull. Seismol. Soc. America*, 1952, 42, № 4.
- Hersey J. B., Bunce E. F., Wyrick R. F., Dietz F. T. Geophysical investigation of the continental margin between Cape Henry, Virginia and Jacksonville, Florida.—*Bull. Geol. Soc. America*, 1959, 70, № 4.
- Hill M. N., Loughton A. S. Seismic observation in the Eastern Atlantic.—*Proc. Roy. Soc., ser. A*, 1954, 222, № 1150.
- Hospers I., Van Vijnen I. C. The gravity field of the Venezuelan Andes and adjacent basins.—*Verhandel. Koninkl. Nederl. Acad. wet. Afd. Naturkunde. Recks 1*, 1959, Deel 23, № 1.
- Inghilleri G. Completamento del rilievo gravimetrico nell'Italia Nord Occidentale.—*Bull. geod. e sci. affini*, 1959, 18, № 3.
- Inhes M. J. S. Gravity and isostasy in Central Quebec.—*Trans. Amer. Geophys. Union*, 1958, 38, № 2.
- Iosif T. Structure scoartei terestre subteritoriul R.P.R.—*Studii si cercetări astron., si seismol. Acad. PRP*, 1958, 3, № 2.
- Jones L., Mathieu P. L., Strenger H. Catalogue des stations gravimétriques et magnétiques. Definition et resultats des mesures.—*Ann. Musée Roy. Congo Belge, Sci. geol.*, 1959, 26, fasc. 1, 1960, 31, fasc. 2.
- Katz S. Seismic study of crustal structure in Pennsylvania and N. Y.—*Bull. Seismol. Soc. America*, 1955, 45, № 4.
- Katz S., Ewing M. Seismic refraction measurements in the Atlantic ocean. Pt. 7. Atlantic ocean basin west of Bermuda.—*Bull. Geol. Soc. America*, 1956, 67, № 4.
- Kejlsø E. Gravity measurements in Western Greenland 1950—1952.—*Geod. Inst. skr. København*, 1958, ser. 3, Rækkebind 27.
- Kishimoto J., Kamutsuki A. On the structure as deduced from Forerunner analysis.—*J. Seismol. Soc. Japan*, 1957, 9, № 4.
- Kraus E. Die Entwicklungsgeschichte der Kontinente und Ozeane. Berlin, 1959.
- Lagrula J. Nouvelles determination de l'intensité de la pesanteur en Algérie au Maroc et au Sahara.—*C. r. Acad. Sci. Paris*, 1950, 230, № 16.
- Mabey D. R. Gravity survey of the Western Mojave Desert, California.—*U. S. Geol. Surv., Profess. Paper*, 1960, № 16-D.
- Marshall C. E., Narain N. Regional gravity investigation in the Eastern and Central Commonwealth. Univ. Sydney, Dept. Geol. a. Geophys. Mem., 1954, 2.
- Marussi A. La gravità nel Karakorum, nel Turkestan Ciness e nel Pamir.—*Boll. Soc. Ital. geofis. e meteorol.*, 1957, 5, № 3—4.
- Matuzawa T., Matumoto T., Asamo S. The crustal structure as derived from observations of the second Hokoda Explosion.—*J. Seismol. Soc. Japan*, 1960, 13, № 2.
- Miller A. H., Junes M. J. S. Gravity in the Sudbury basin and vicinity.—*Publ. Dominion Observatory, Ottawa*, 1955, 18, № 2.
- Officer C. B., Ewing M., Wuenshel P. Seismic refraction measurements in the Atlantic ocean. Pt. 4, Bermuda.—*Bull. Geol. Soc. America*, 1952, 63, № 8.
- Officer C. B., Ewing J. L., Edwards R. S. a. Johnson H. R. Geophysical investigation in the Eastern Caribbean Venezuelan basin.—*Antilles Island arc and Puerto Rico trench*.—*Bull. Geol. Soc. America*, 1957, 68, № 3.
- Officer C. B., Ewing J. L., Hennion J. F., Sutton G. H. Geophysical investigation in the Eastern Caribbean. Summary of 1955 and 1956. In: *Physics and Chemistry of the Earth*. V. 3. London—N. Y., 1959.
- Oldham C. H. Gravity and magnetic investigation along the Alaska Highway.—*Publ. Dominion Observatory, Ottawa*, 1958, 21, № 1.
- Oldham C. H. G., Sutherland D. B. Orthogonal polinomias: their use in estimating the regional effect.—*Geophysics*, 1955, 20, № 2.
- Peronaci F. Il terremoto di Jenice del 18.3.1953 e le caratteristiche dell'Anatolia.—*Ann. geofis.*, 1957, 10, № 1—2.

- Plassard I. Carte gravimétrique du Liban. En 1:200 000, Paris, 1959.
- Radu G. Date asupra scoartei terestre in RPR.— Studii si cercetări astron. si seismol., Acad. RPR, 1958, 3, № 2.
- Raïtt R. W. Seismic refraction studies of the Pacific ocean basin.— Bull. Geol. Soc. America, 1956, 67, № 12, pt. 1.
- Raïtt R. W. Seismic refraction studies of Eniwetok atoll.— U. S. Geol. Surv., Profess. Paper, 1957, № 260-s.
- Reich H. Über seismische Beobachtungen der PRAKLA von Reflexionen aus großen Tiefen bei den großen Steinbruchsprengungen in Blaubeuren am 4 März und am 10 Mai 1952.— Geol. Jahrb., 1953, 68.
- Reinhardt G. H. Steinbruchsprengungen zur Erforschung des tieferen Untergrundes.— Freiburger Forschungsh., Geophysik, 1954, Cl 15.
- Renner J. A magyar osszágos gravitacios alaphalozat végleges Feldolgezasa.— Geofiz. közl., 1959, kötet 8, szám 3.
- The research group for explosion seismology.— Bull. Earthquake. Res. Inst., Tokyo Univ., 1953, 31, № 4.
- Richards T. C. Measurement of the thickness of the Earth's crust in the Albertan Plains of Western Canada.— Nature, London, 1958, 182, № 4632.
- Robertson E. I. R., Reilly W. I. Bouguer anomaly map of New Zealand. N. Z. J. Geol. and Geophys., 1958, 1, № 3.
- Roever W. P. Sind die alpinotypen Peridotitmassen vielleicht tektonisch verfrachtete Bruchstücke der Peridotitschale?— Geol. Rundschau, 1957, 46, H. 1.
- Ross C. S., Foster M. M., Myers A. T. Olivine of dunites and olivine-rich inclusions in basaltic rocks.— Amer. Mineralogist, 1954, 39, № 9—10.
- Rouillon G. M. Variation de la pesanteur dans la région de pointe géologie en Terre Adélie.— C. r. Acad. Sci., Paris, 1960, 251, № 4.
- Runcorn S. K. Towards the theory of continental drift.— Nature, 1962, 193, № 4813.
- Saxov S. Gravity in Western Greenland from 66° to 69° N.— Geod. inst. skr., ser. 3, København, 1958, Raekkebind, 29.
- Schulze G. A., Förtsch C. Die seismischen Beobachtungen bei der Sprengung auf Helgoland am 18. April 1947. Zur Erforschung des tieferen Untergrundes.— Geol. Jahrbuch, 1950, 64.
- Shor G. G. Deep reflection from Southern California blasts.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1953, 36, № 1.
- Shor G. G., Raïtt R. W. Seismic studies in the Southern California Continental Borderland.— Geofis. apl., Mexico, 1958, 6, sec. 9.
- Shurbet G. L., Ewing M. Gravity survey of Puerto Rico.— Bull. Geol. Soc. America, 1956, 67, № 4.
- Smith R. J. Gravity cross section of the coast range of Venezuela.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1957, 38, N 3.
- Sutton G. H. Gravity bases in Central Africa.— Nature, London, 1956, 178, № 4530.
- Svejgaard B. Gravity measurements in Western Greenland 1953 and 1955.— Geod. inst. skr., ser. 3, København, 1959. Raekkebind 32.
- Tanner J. G., Uffen R. J. Gravity anomalies in the Graspé Peninsula, Quebec.— Publ. Dominion Observatory, Ottawa, 1960, 21, № 5.
- Thompson G. A. Gravity measurements between Hasen and Austin, Nevada. A study of basin-range structure.— J. Geophys. Res., 1959, 64, № 2.
- Thyer R. F., Everingham I. B. Gravity survey of the Perth Basin, Western Australia.— Bull. Dept. Nat. Dev., Bureau Min. Res., Geol. a. Geophys., 1956, № 33.
- Válek R. Gravimetrická měření ve střední části slovenských kaspát a jejich interpretace.— Českosl. Akad. věd. geofys. sbor., 1955, № 12—19 (14).
- Valores de gravedad determinados por el Instituto de Geodesia en los aerodromes del Pais. Con el gravimetro Worden 51 transportado en avion. In: Contribution to applied geodesy presented to the Tenth general Assembly of the S.U.G.G. assembled at Rome, Sept. 1954. Buenos Aires, 1954.
- Vening Meinesz F. A. Gravity expeditions 1948—1958, with a preface.— Publ. Netherl. geod. Commis., 1960, 5.
- Willmore P. L., Scheidegger A. E. Seismic observations in the Gulf of St. Lawrence.— Trans. Roy. Soc. Canada, ser. 3, 1956, 50.
- Willmore P. L., Hales A. L., Gane P. G. A seismic investigation of crustal structure in the Western Transvaal.— Bull. Seismol. Soc. America, 1952, 42, № 1.
- Woollard G. P. Crustal structure from gravity and seismic measurements.— J. Geophys. Res., 1959, 64.
- Woollard G. P., Ostenson N. A., Thiel E., Bonini W. E., Gravity anomalies, crustal structure and geology in Alaska.— J. Geophys., Res., 1960, 65, № 3.
- Worzel J. L., Shurbet G. L. Gravity observations at sea in USS Corsair.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1957, 38, № 3.
- Zaccara G., Maino A. Carta gravimetrica d'Italia. Rilievo della Campania, del Lazio e dell' Abruzzo occidentale.— Boll. serv. geol. Italia, 1957—1958, 79, № 1—2.
- Zátopek A. Zu einigen Problemen der Erdkrustendynamik im Karpatengebiet.— Geofiz. közl., 1957, 6, № 1—2.

ОГЛАВЛЕНИЕ

От редактора	5
Введение	13
<i>Глава I. Анализ использованных материалов</i>	15
Данные сейсмических исследований	15
Гравиметрические материалы	18
<i>Глава II. Сопоставление сейсмических, гравиметрических и топографических данных</i>	22
Графический метод	22
Метод анализа рядов скоростных колонок	35
<i>Глава III. Различия в структуре коры океанических областей</i>	52
<i>Глава IV. Типы структур земной коры</i>	62
Океаническая кора	67
Континентальная кора	70
Заключение	73
Приложение I. Сводка данных о строении и мощности земной коры, полученных наиболее точными сейсмическими методами (Таблицы)	75
Литература	122
Приложение II. Гравиметрические карты:	
а. Западной и Центральной Европы	
б. Центральной, Восточной и Южной Азии, Африки и Австралии	
в. Северной и Центральной и Южной Америки	

CONTENTS

Editoria note	5
Introduction	13
<i>Chapter I. Analysis of material used</i>	15
Data of seismic researches	15
Gravimetric data	18
<i>Chapter II. Comparison of seismic, gravimetric and topographic data</i>	22
Graphic method	22
Methods of analyzing the series in velocity cores	35
<i>Chapter III. Differences in crustal structure of oceanic basins</i>	52
<i>Chapter IV. Types of crustal structure</i>	62
Oceanic crust	67
The continent crust	70
Conclusion	73
Appendix I. Summary of data on the structure and thickness of the crust obtained by most precise seismic methods	75
Bibliography	122

In conver:

- Appendix IIa. Gravimetric maps of Western and Central Europe,
- Appendix IIb. Central, Eastern and Southern Asia, Africa, Australi.
- Appendix IIIw. North and southern and Central America. Gravity anomalies in Bouguer and topographic reduction

Строение земной коры по геофизическим данным

Труды Геологического института, вып. 98

*Утверждено к печати геологическим институтом
Академии наук СССР*

Редактор издательства *О. М. Ванюкова*
Технические редакторы *Т. В. Полякова, В. И. Зудина*

Сдано в набор 26/VII 1963 г. Подписано к печати 30/XI 1963 г.

Формат 70×108¹/₁₆. Печ. л. 8 + 4 вкл. = 10,96 + 4 вкл.

Уч.-изд. л. 10,3+4 вкл. (1,9 уч.-изд. л.)=12,2

Тираж 2000 экз. Т-12679 Изд. № 1909 Тип. зак. № 5803

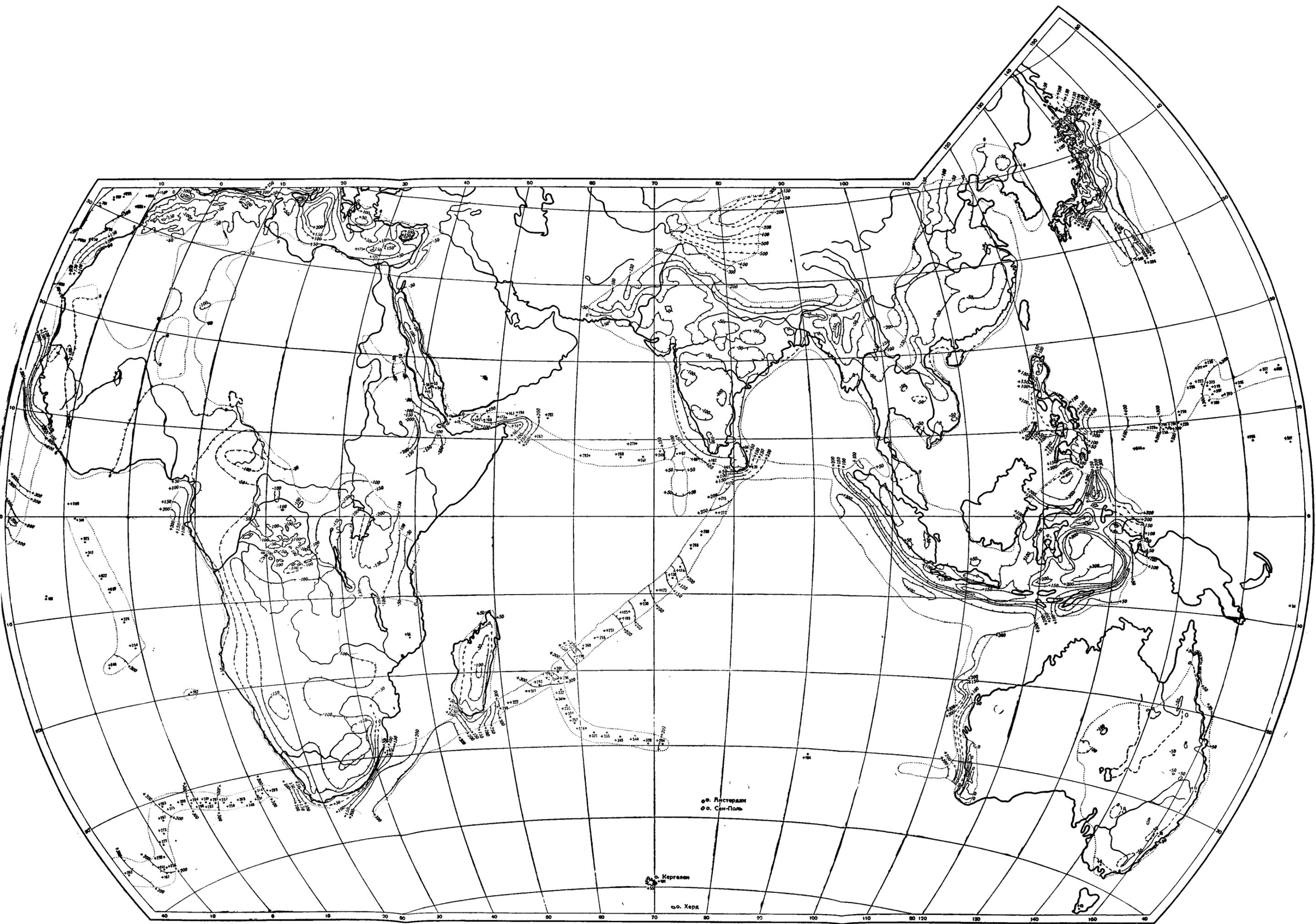
Цена 82 к.

Издательство Академии наук СССР,
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

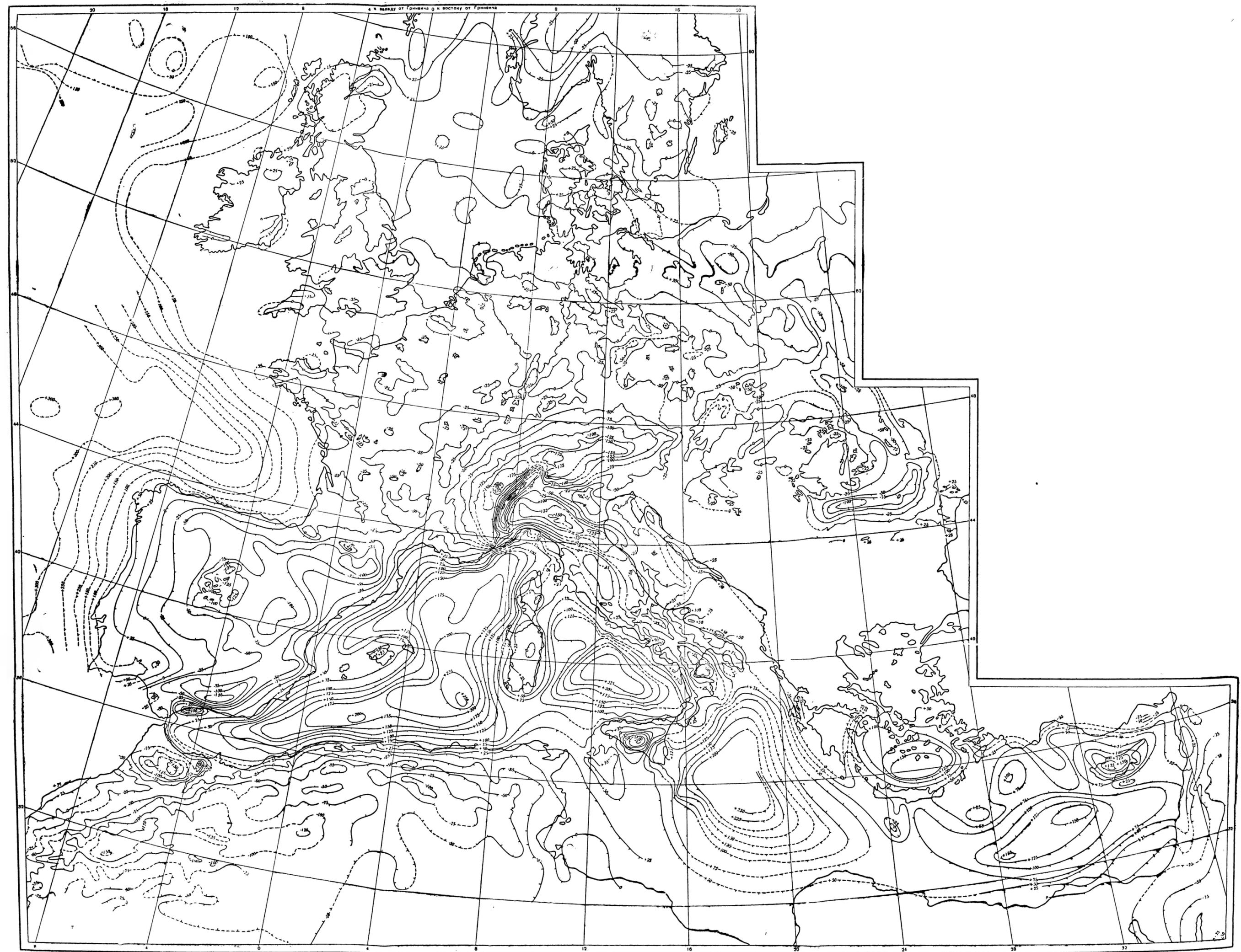
2-я типография Издательства АН СССР,
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10



3. Гравиметрическая карта Северной, Центральной и Южной Америки. Аномалии силы тяжести в редукции Буга или топографической.
Сост. Н. Н. Повало-Швейковская и Г. З. Гурарий. Под ред. П. Н. Кропоткина



2. Гравиметрическая карта Центральной и Южной Азии, Африки и Австралии. Аномалии силы тяжести в редукции Буге или топографической.
Сост. Н. Н. Повало-Швейковская, Г. З. Гурарий и Н. А. Федоров. Под ред. Г. З. Гурарий



Г. Гравиметрическая карта Западной, Центральной и Восточной Европы (без СССР). Аномалии силы тяжести в редукции Буге или топографической. По Дж. Брюйну с дополнениями. Сост. Г. Э. Гурарий.

