ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ

СБОРНИК

И * Л

Издательство

иностранной

литературы

*

PHYSICS OF THE EARTH — VII

INTERNAL CONSTITUTION OF THE EARTH

Edited by BENO GUTENBERG

CONTRIBUTORS:

L. H. ADAMS
Geophysical Laboratory, Carnegie Institution of Washington

REGINALD A. DALY
Harvard University

B. GUTENBERG
California Institute of Technology

WALTER D. LAMBERT
U. S. Coast and Geodetic Survey

JAMES B. MACELWANE, S. J.
St. Louis University

C. F. RICHTER
California Institute of Technology

C. E. VAN ORSTRAND
U. S. Geological Survey

H. S. WASHINGTON
Geophysical Laboratory, Carnegie Institution of Washington

First Edition

NEW YORK and LONDON

1939

Л. АДАМС, К. ВАН ОРСТРАНД, Г. ВАШИНГТОН, Р. ДЕЛИ,
Б. ГУТЕНБЕРГ, В. ЛАМБЕРТ, Дж. МАЙКЕЛУАН и К. РИХТЕР

Под редакцией Б. ГУТЕНБЕРГА

551.2
В-60

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ

Перевод с английского
Е. А. МАЦИЕВСКОЙ

Под редакцией
Б. Н. ДОСТОВАЛОВА, С. С. КОВНЕРА,
П. Н. КРОПОТКИНА и Е. Ф. САВАРЕНСКОГО

Предисловие
Е. Ф. САВАРЕНСКОГО И П. Н. КРОПОТКИНА

60

1949
ИЗДАТЕЛЬСТВО
ИНОСТРАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
Москва

ПРЕДИСЛОВИЕ

Возможности непосредственного изучения внутренних частей Земли все еще весьма ограничены: единичные шахты и буровые скважины достигают глубины нескольких километров, отдельные геологические разрезы дают нам возможность судить о составе и характере горных пород на глубине 10, в редких случаях больше, километров, тогда как расстояние до центра нашей планеты превосходит 6000 км.

Только благодаря достижениям точных наук, в особенности достижениям физики, начаты исследования свойств вещества и процессов, происходящих на значительной глубине. Эти исследования, объединяемые геофизикой твердой оболочки, или физикой Земли, позволяют на основании наблюдений, ведущихся на поверхности Земли или на незначительной глубине от поверхности, изучать внутреннее строение нашей планеты.

По наблюдениям над сейсмическими волнами определяют упругие свойства пород земной коры и вещества, слагающего глубинные части земного шара.

Измерения силы тяжести и изучение характера ее изменения на земной поверхности вместе с результатами геодезических работ позволяют исследовать фигуру Земли и распределение плотности во внутренних ее частях.

Наблюдения над деформациями твердой оболочки Земли, возникающими под влиянием сил лунно-солнечного тяготения, и наблюдения над вариациями широт являются исходными данными для определения вязкости и жесткости как отдельных структурных оболочек Земли, так и земного шара в целом.

Определение концентрации радиоактивных элементов и продуктов их распада в земной коре, а также геотермические измерения играют основную роль при исследовании теплового режима Земли и при определении ее возраста.

Одной из труднейших проблем геофизики является изучение физических процессов, протекающих в недрах Земли, процессов, формирующих земную кору. Эта проблема тесно связана с результатами и развитием геологических исследований, с изучением тектонических особенностей земной коры и физических свойств горных пород в условиях больших давлений и высоких температур.

По мере накопления геофизических наблюдений и применения новых, более совершенных способов производства этих наблюдений, растет достоверность сведений о внутреннем строении Земли, выявляются новые свойства вещества глубинных частей земного шара, обнаруживаются неизвестные ранее особенности строения земной коры.

Предлагаемый вниманию советского читателя перевод книги «Внутреннее строение Земли» представляет собой содержательную сводку результатов геофизических исследований. В ней известные зарубежные исследователи, приводя и обобщая обильные фактические материалы геофизических и геологических наблюдений, рассматривают различные физические свойства и строение как земной коры, так и внутренних частей Земли. Книга является одним из выпусков серии «Физика Земли», которая издается Комитетом по изучению Земли, образованным при Национальном исследовательском совете США. Этим комитетом были также изданы отдельные специальные выпуски, посвященные вулканологии, океанографии, фигуре Земли, сейсмологии, возрасту Земли. Несмотря на то, что за время, истекшее с момента опубликования книги в 1939 году, геофизика, в особенности советская геофизика, обогатилась новыми исследованиями и новыми фактами, результаты многочисленных геофизических наблюдений, собранных в этой книге, в подавляющем большинстве случаев не утратили своего значения.

Исключение составляет глава «Происхождение Солнечной системы». Автор этой главы Г. Джеффриз стоит на ложных и вредных позициях идеалистического миропонимания, представляя мир, явления природы в этой главе как «комплекс ощущений». В силу этого он неверно трактует основные вопросы происхождения Солнечной системы; изложенная им гипотеза чужда нашему материалистическому мировоззрению и не представляет никакого интереса для советского читателя. Следует сказать, что недавно и сам автор отказался от своей гипотезы. Поэтому эта глава в русском издании опущена полностью. Космогония обогатилась новыми исследованиями, гипотезами и теориями, среди которых наиболее значительными являются космогонические теории и исследования советских ученых: акад. В. Г. Фесенкова, акад. О. Ю. Шмидта, В. А. Амбарцумяна и Н. Н. Парийского.

Помимо рассмотрения результатов геофизических исследований, в большинстве глав книги дается краткое описание методов, с помощью которых проводились эти исследования. В I, II, III, IV, VI, VII и X главах излагаются вопросы, связанные с исследованием земной коры, при которых приходится опираться на геологические методы. В особенности это относится к I и VII главам, в которых геологические и, в частности, тектонические методы исследования являются основными. При всей значимости содержания этих глав, они не свободны от серьезных недостатков, которые в известной

мере проистекают от того, что, за исключением единичных случаев, ни в тексте этих глав, ни в обширном перечне литературы мы не встречаем ссылок и упоминаний о русских ученых, исследования которых оказали большое влияние на развитие науки во всех странах. Широко известные геологические работы академиков А. П. Карпинского, Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, А. Д. Архангельского и более поздние исследования советских тектонистов и вулканологов в теоретическом отношении стоят выше многих иностранных исследований, упоминаниями о которых пестрят эти главы. В связи с этим можно, например, указать, что в главе I Р. А. Дели, излагая теорию изостазии, дает одностороннее освещение результатов важных геологических исследований. Он оставляет в стороне такие противоречащие этой теории явления, как новейшие поднятия некоторых областей, характеризующихся положительными изостатическими аномалиями, крупные колебательные движения по краям континентов, на что указывают данные о субаэральном происхождении некоторых подводных долин, и др.

Дели не дает ясной характеристики основных структурных единиц земной коры — платформ и геосинклиналей; теория последних изложена им на уровне 900-х гг.

В главе VII Б. Гутенберг дает положительную оценку гипотезе горизонтального перемещения континентов. Советские ученые приводят много веских фактов, противоречащих этой гипотезе.

Аналогичные замечания можно сделать по поводу главы III, трактующей о строении коры Земли в связи с глубинным строением земного шара. В этой главе не упоминаются имеющие важное значение для изучения состава земной коры многочисленные работы крупнейших геохимиков акад. В. И. Вернадского и А. Е. Ферсмана. Эти работы представляют также значительный интерес при исследовании теплового режима Земли и для гипотез о формировании земной коры.

Гл. IV «Температурные наблюдения в земной коре», в отличие от других глав, страдает неточностью и неясностью изложения и, кроме того, содержит очень мало данных о геотермических измерениях, проводившихся в СССР. В работе использованы лишь единичные данные из работ Красковского и Голубятникова по геотермическим наблюдениям на Апшеронском полуострове, в Донецком бассейне и по скважинам Москвы и Харькова, тогда как изучением термического режима земной коры охвачены многие районы Советского Союза, и в литературе имеются многочисленные данные по геотермике Кавказа, Тянь-Шаня, Алтая и других районов. Следует также отметить, что исследования в области теоретической геотермики, производившиеся у нас за последние годы, способствовали разрешению многих вопросов, связанных с интерпретацией геотермических наблюдений. Следует подчеркнуть, что в этой главе совершенно недостаточно отражено то существенное влияние, ко-

торое оказывает на геотермический режим верхней части земной коры (и на геотермические градиенты) глубокая циркуляция подземных вод, внедрение интрузий и современная вулканическая деятельность.

В гл. VIII, посвященной исследованиям строения Земли на основании сейсмических наблюдений, результаты исследования представлены с большой полнотой, а теоретические основы сейсмических методов даны в сжатом виде, но и здесь имеются недостатки.

Данные о скоростях распространения продольных волн, приведенные в этой главе, получены в результате применения сейсмического метода разведки полезных ископаемых. В приводимых таблицах отсутствуют наши данные, между тем как сейсмический метод разведки уже давно широко применяется в СССР. В тексте этой главы указывается, что значение скорости распространения упругих волн были получены Цеппритцем, Вихертом, Гейгером и Гутенбергом в 1910—1912 г. и в последующие годы, и не упоминается об аналогичных определениях Б. Б. Голицына, основанных на его оригинальных наблюдениях над углами выхода сейсмических лучей. То же самое можно сказать и по поводу данных о поверхностных волнах. В обширном списке литературы по сейсмологии русские работы почти не упоминаются. Не отмечено и значение, которое имеют наблюдения советских сейсмических станций, и это несмотря на то, что в большинстве исследований, упоминаемых в этой главе, высококачественные наблюдения советских сейсмических станций занимают видное место.

В части теоретической весьма туманно изложены физические основы метода преломленных волн; без всяких оговорок ведутся рассуждения о скорости поверхностных волн, между тем как вследствие дисперсии возникают принципиальные трудности определения этих скоростей. Очень скудны и примитивны выводы, которые делаются автором главы по поводу строения Земли на основании сейсмических наблюдений.

Описание особенностей строения земной коры под континентами и океанами, которое дается в десятой главе, было бы более полным, если бы использовались результаты наших сейсмических и геологических исследований, например, исследования акад. А. Д. Архангельского.

В гл. XI излагаются результаты исследований распределения плотности, силы тяжести, давления и эллиптичности внутри Земли.

Несмотря на то, что теория фигуры Земли и гравиметрия составляют содержание отдельного тома серии «Физика Земли», нельзя обойти молчанием достижения русской науки и на этом поприще, в особенности в послереволюционный период.

Вопросами фигуры Земли около ста лет тому назад занимался основатель Пулковской обсерватории В. Я. Струве, а абсолютные определения силы тяжести производил замечательный русский

ученый Д. И. Менделеев. В послереволюционный период гравиметрические работы, связанные с изучением фигуры Земли, были начаты А. А. Михайловым и его учениками, из которых в первую очередь следует упомянуть М. С. Молоденского. Исследования последнего, наряду с исследованиями Клеро и Стокса, имеют большое принципиальное значение; труды его способствовали выдвижению советской науки о фигуре Земли на первое место. Изучение фигуры Земли и исследования по геодезии и гравиметрии с успехом проводились в нашей стране П. К. Штернбергом, Ф. Н. Красовским и другими.

Книга «Внутреннее строение Земли» написана коллективом зарубежных ученых, и в ряде случаев по отдельным проблемам, о чем упоминает и редактор американского издания Б. Гутенберг, авторы не имеют единого мнения. Привлечение советских теоретических исследований поможет читателю критически оценить точку зрения автора каждой главы.

Книга затрагивает многие научные дисциплины и смежные области различных наук. Поэтому естественно, что в данном предисловии мы ограничились лишь некоторыми критическими замечаниями по отдельным ее главам.

Несмотря на отмеченные недостатки, книга «Внутреннее строение Земли» содержит ценный и обширный фактический материал, главным образом по геофизическим исследованиям, и поэтому представляет интерес для советских научных работников, занимающихся вопросами геологии, геофизики, геохимии и географии.

При подготовке перевода книги к изданию работа по редактированию отдельных ее глав распределялась следующим образом: главы I, III, VII и X отредактированы П. Н. Кропоткиным; главы II, VIII и IX—Е. Ф. Саваренским; главы IV и V—С. С. Ковнером и главы VI, XI, XII и XIII—Б. Н. Достоваловым.

Е. Ф. Саваренский.

П. Н. Кропоткин.

ВВЕДЕНИЕ

Б. ГУТЕНБЕРГ

Недра * Земли наводили на размышления с того времени, когда люди начали думать не только об удовлетворении своих насущных потребностей. Первые научные гипотезы были, вероятно, основаны на факте извержения расплавленной лавы из вулканов, что порождало мысль о том, что недра Земли накалены докрасна и расплавлены. Это, казалось, было доказано, когда свыше 100 лет тому назад измерения показали, что температура увеличивается с глубиной, примерно, на 1°С на каждые 30 м (критический обзор дан Тином [1]). Однако уже тогда высказывались сомнения об обоснованности экстраполяции на большие глубины данных, полученных при наблюдениях вблизи поверхности. Около 100 лет тому назад Пуассон сомневался в возможности газообразного состояния центральной части Земли с температурой порядка сотен тысяч градусов, а Хопкинс считал (правда, ошибочно), что данные наблюдений над прецессией и нутацией требуют для своего объяснения по крайней мере наличия твердой оболочки **. Он, пожалуй, был первым, кто предположил, что лавы подымаются из местных полостей, расположенных вблизи поверхности и заполненных расплавленным материалом. Кельвин на основании наблюдений над приливами пришел к выводу, что Земля в целом должна быть более твердой, чем стекло ***.

С того времени методы наблюдений были усовершенствованы и результаты улучшены, а за последние 30 лет добавлены данные об упругих константах, полученных из наблюдений над волнами, распространяющимися при землетрясениях. Повидимому, первые представлявшие научную ценность вычисления коэфициента Пуассона, как функции глубины для наружной части оболочки Земли, были сделаны Цопприцем и Гейгером в 1909 г., а первые пригодные для научных исследований определения упругих констант, как

---

* Словом «недра» здесь и далее переведено английское слово «interior», однако следует иметь в виду, что, в отличие от обычно употребляемого значения этого слова, в данной книге под «недрами» подразумеваются внутренние части Земли, т. е. как вся толща земной коры, так и более глубокие области, включая ядро Земли. Поэтому в ряде мест слово «interior» переведено как «внутренние части Земли». *(Прим. ред.)*

** Philos. Trans., 1839, 1840, 1842.

*** Philos. Trans., 1863.

функции глубины, дал Б. Гутенберг в 1923 г. * Однако проблема: является ли ядро Земли «твердым» или «жидким», остается еще нерешенной, хотя мнения большинства специалистов сходятся на том, что все данные указывают на значительное уменьшение жесткости у границы ядра. Но мы еще не пришли к окончательному решению вопроса о том, являются ли жесткость и вязкость вещества ядра настолько малыми, что это вещество можно назвать жидким при нормальных условиях или же его следует считать твердым.

Эта проблема еще больше усложняется различным употреблением некоторых терминов разными авторами. Выражение «материал плавится» означает основное поведение вещества, наступающее, когда температура превысила точку плавления. Если материал плавится на поверхности Земли, то он становится жидким, а поэтому термин *расплавленный* (molten) является синонимом слова *жидкий* (fluid). Существует широко распространенное мнение, что при всех обстоятельствах вещество при температуре выше точки плавления становится жидким. Однако имеется два разных процесса, которые часто путают, так как они в условиях поверхности Земли протекают параллельно: 1) переход из кристаллического в некристаллическое состояние и 2) переход из состояния, характеризующегося сравнительно большой степенью жесткости и вязкости, в состояние, при котором величины жесткости и вязкости близки к нулю.

В первом случае переход ясно определяется точкой плавления, хотя процесс в точке плавления обычно замедляется (задерживается). Он характеризуется разрывом непрерывности; молекулы либо расположены в определенном, правильном порядке (в кристаллах), либо — беспорядочно. К сожалению, мы не располагаем специальным словом для обозначения перехода из кристаллического в некристаллическое состояние.

Вторым типом перехода является переход из твердого состояния в жидкое. Этот переход необязательно связан с первым. Часто думают, что понятие «жидкость» подразумевает отсутствие жесткости или наличие ее в весьма незначительной степени. Однако физического тела, которое в действительности обладало бы жесткостью, равной нулю, не существует, и, таким образом, между жидким и твердым состояниями нет перерыва. К сожалению, определение малых коэфициентов жесткости (модуля сдвига) в лаборатории не представляется возможным, так как материалы с малой жесткостью в то же самое время отличаются малой вязкостью и поэтому

* Основоположником научной сейсмологии как метода изучения строения земных недр следует считать русского академика Б. Б. Голицына, разработавшего как новую аппаратуру, так и теорию сейсмических исследований недр Земли. «Землетрясение, — писал Б. Б. Голицын, — можно уподобить фонарю, который зажигается на короткое время и освещает нам внутренность Земли, позволяя тем самым рассмотреть то, что там происходит». *(Прим. ред.)*

для таких материалов эффект пластической деформации гораздо больше эффекта упругого сдвига. Наименьшими величинами модуля сдвига, определенными до настоящего времени, являются величины порядка 10^9 дин/см^2 и относятся к резине и ей подобным веществам. Так как наибольшие величины, найденные в лабораториях для материалов типа стали или никеля, являются величинами порядка 10^{12} дин/см^2, то, на основании экстраполяции, создается впечатление, что материал с жесткостью порядка 10^6 дин/см^2 и меньше следует считать жидкостью в обычном смысле этого слова.

Другие авторы определяют жидкость, как вещество, не имеющее прочности (strength) (величина прочности определяется тем минимальным усилием, которое нужно приложить к телу, чтобы началась пластическая деформация). Это определение объединяет понятия: текучее вещество и жидкость, но оно не отвечает обычному пониманию слова жидкость, так как материал с прочностью практически равной нулю и с высокой вязкостью (вероятное состояние вещества в более глубоких частях оболочки Земли) должен при таком определении считаться жидким, хотя бы потребовались тысячи лет для того, чтобы движение течения стало бы заметным. Наконец, вещества с очень низким коэфициентом вязкости быстро принимают форму того сосуда, в котором они находятся. Это свойство многими считается основным свойством, определяющим жидкость. Хорошего, устойчивого определения можно достигнуть лишь путем международного соглашения, а до тех пор, пока этого нет, в сомнительных случаях лучше давать числовые величины коэфициентов. В этой книге словом *жидкость* мы будем обозначать вещество, характеризующееся сочетанием сравнительно очень малых значений величин вязкости, прочности и жесткости.

Твердое некристаллическое вещество (с большой степенью жесткости) называется стекловатым, вне зависимости от того, является ли его температура выше или ниже точки плавления. Если его твердость невелика, то оно может с течением времени подвергнуться пластической деформации. Скорость этой деформации при данной разности напряжений (превышающей сопротивление) определяется вязкостью вещества. Таким образом, твердое вещество с течением времени может потечь. Такое поведение в литературе иногда обозначается добавлением к термину *течение* прилагательного *вековое* (вековое течение). Однако мы не используем этого прилагательного в нашей книге. Вопрос о том, какие части Земли кристаллические, а какие стекловидные, еще не разрешен.

Более успешными были попытки приближенного определения плотности, как функции глубины. Маскелин и Хатн в 1774 г., а Кавендиш в 1799 г. производили опыты с целью определения средней плотности Земли. За последнюю половину XIX в. многие другие исследователи усовершенствовали методы работы в этом направлении. Хотя вначале общепринятым было мнение о том, что плот-

ность увеличивается постепенно, достигая максимума в центре Земли, однако Вихерт в 1896 г. пришел к заключению, что каменная оболочка, имеющая толщину около 1200 км, окружает железное ядро и что в пределах оболочки так же, как и внутри ядра, плотность изменяется не очень сильно. Несмотря на то, что он пришел к этому заключению путем лишь теоретических рассуждений о плотности, сейсмология, развившаяся за последние 30 лет, подтвердила его выводы и выявила много новых деталей относительно недр Земли. Первые попытки Милна и Бендорфа (в период между 1903 и 1906 гг.) определить скорость волн, распространяющихся при землетрясениях в недрах Земли, дали только порядок величины. Первые близкие к современным определениям приближенные значения скорости волн в оболочке были опубликованы Вихертом и Цопприцем в 1907 г. В 1906 г. Олдхэм нашел, что радиус ядра равен 2500 км. Эта величина была слишком малой, потому что он неправильно интерпретировал данные наблюдений для больших расстояний. Величина радиуса ядра, составляющая, по вычислению Гутенберга, произведенному в 1913 г., около 3500 км, до настоящего времени считается правильной.

Вопросом строения земной коры начали заниматься позднее. Первое важное достижение в этой области, основанное на изучении волн землетрясений, было достигнуто Мохоровичичем в 1909 г., когда им была установлена нижняя граница материкового слоя. По его данным, эта граница проходила на глубине 60 км, но позднее эта величина была уменьшена до 40 и менее км в зависимости от района. В 1921 г. Тамс и Ангенхейстер, независимо друг от друга, установили, что скорость поверхностных волн больше вдоль дна океана, чем по поверхности континентов. Тамс заключил, что сиаль, образующий самую верхнюю часть коры на континентах, отсутствует под океанами. Посредством более усовершенствованных методов и более тщательных наблюдений Гутенберг в 1924 г. пришел к выводу о том, что сиалическая часть земной коры отсутствует только в бассейне Тихого океана, но существует на дне других океанов, хотя и более тонкая, чем на континентах.

Тот факт, что при описании некоторых частей Земли учитываются два различных типа свойств (один, касающийся физического состояния, другой — плотности и упругости), снова создает трудности в отношении терминологии. Одним из терминов, наиболее часто употребляемых в геологической и геофизической литературе, является *кора* (земная кора). Многие авторы используют этот термин, когда хотят противопоставить кристаллическую кору стекловидному *субстрату* (Осмонд, Фишер). Точно также термин *литосфера* указывает на оболочку с большой прочностью, перекрывающую астеносферу, прочность вещества которой относительно очень мала или практически равна нулю (Дж. Баррелл). С другой стороны, термины *сиаль* (Silicium—Aluminium) и *сима* (Silicium—Magnium) относятся

к составу. Первый указывает на преобладание силикатов алюминия, натрия и калия, а второй — на преобладание силикатов магния и кальция и на меньшее содержание алюминия, натрия и калия, чем в сиале (Э. Зюсс). Если ни на одном из перечисленных свойств не требуется делать ударения, то следует употреблять такие нейтральные слова, как *слой, оболочка, геосфера*. Таким образом, наружные части Земли, для которых характерна сравнительно малая скорость сейсмических волн, следует называть *материковыми слоями*, так как они распространены в области континентов, хотя, повидимому, они образуют также верхнюю часть дна Атлантического и Индийского океанов *. Однако значительная часть дна этих океанов в течение некоторого периода геологической истории представляла собой часть континента. Выражение *сиалические слои* часто употребляется как синоним *материковых слоев*, но следует подчеркнуть, что самые глубокие части материковых слоев могут быть симатическими. Вся та часть Земли, за исключением материковых слоев, которая расположена между земной поверхностью и поверхностью, находящейся на глубине около 2900 км, и у которой упругие константы и, повидимому, плотность резко изменяются, называется оболочкой Земли. Для остальной части Земли, ограниченной указанной поверхностью, применяется термин *ядро Земли*.

На основании теории изостазии многие авторы пришли к заключению о существовании еще одного разрыва непрерывности. В 1885 г. Пратт и Эри, независимо друг от друга, установили, что на данной широте сила тяжести в первом приближении повсюду одинакова. Этот факт приводит к выводу о том, что существует *уровень компенсации*, т. е. глубина, на которой наблюдается приблизительное гидростатическое равновесие. Однако этот уровень не характеризуется разрывом непрерывности свойств. Кроме того, глубина компенсационной поверхности определена недостаточно точно. Она зависит от отклонений от гидростатического равновесия, которые хотя и определены, но неизвестны, как функции глубины. Так как гидростатическое равновесие предполагает нулевое значение упругого сопротивления, то глубина компенсации для всех практических целей идентична границе между литосферой и астеносферой, которая опять-таки не характеризуется разрывом непрерывности, а зависит от определений, которыми мы характеризуем литосферу и астеносферу.

Хотя для плотности и упругих констант внутри Земли (за исключением жесткости ядра) были найдены величины, находящиеся

* Недавние наблюдения показали, что скорости сейсмических волн, распространяющихся вдоль Атлантического океана от южной его части до Гренландии и Северной Америки, такие же, как и в Тихом океане. Этим доказывается, вопреки прежнему мнению Гутенберга, тождественный характер строения дна обоих океанов, почти или совсем не имеющих оболочки «сиаль». *(Прим. ред.)*

в пределах точности, необходимой для решения основных проблем, имеется еще много других довольно сомнительных величин и свойств, характеризующих внутренние части Земли. Это, например, относится а) к температуре, вязкости, твердости; б) к силам, производящим изменения, в особенности силам, вызывающим горообразовательные движения; в) к проблеме движения частей земной коры или земной коры в целом. Таким образом, в этой книге читатель неоднократно встретит «нерешенные проблемы» или же данные, сообщаемые как «вероятные», «возможные» или сопровождаемые словом «повидимому». Эта трудность обусловливается отчасти тем, что решение этих проблем требует сотрудничества чрезвычайно большого числа специалистов разных областей науки, отчасти же тем, что геофизика как наука очень молода и только недавно она стала получать признание, столь необходимое для развития всякой науки. Первыми учебниками, в которых содержались некоторые приблизительно правильные данные о внутренних частях Земли, являются учебники Шмидта [2], Гумбольдта [3] и Науманна [4]. Успехи, достигнутые за вторую половину XIX в. особенно заметны, если сравнить эти первые учебники с руководствами, написанными Фишером [5], Гюнтером [6], Аррениусом [7], Рудзским [8] и, в особенности, Трабертом [9]. Вскоре после 1900 г. Вихерт начал читать лекции по геофизике в Геттингенском университете. Это был первый университетский курс, в котором фактически все области геофизики и геодезии были освещены с современной точки зрения. К сожалению, эти лекции не были опубликованы.

Наиболее быстрое развитие общей геофизики, особенно в отношении наших знаний недр Земли, произошло за последние 15 лет, что можно видеть по библиографии, приводимой к каждой главе этой книги. Поэтому снова и снова возникает необходимость суммировать полученные результаты в виде учебников. Тот факт, что эти быстрые успехи привели к узкой специализации ученых и что все большее и большее количество данных приходится заимствовать из областей других наук, делает невозможным составление такого учебного руководства силами одного лица. Поэтому многие из учебников, опубликованных за последнее время, были написаны совместно группой авторов. Первой такой книгой была «Einführung in die Geophysik» [10]. Другие авторы ограничились описанием узко специальных проблем. Обзор этих проблем и данных, относящихся к недрам Земли, был дан Гутенбергом [11]. Основной книгой, построенной в аспекте физических проблем, является книга Джеффриза [12] «The Earth». Три учебника [13, 14, 15] по геофизике, имеющие более общий характер и написанные коллективно несколькими авторами, дают много сведений о физике недр Земли, а три других [16, 17, 18] делают бо́льший упор на геологическую сторону этих проблем. Попытка дать более исчерпывающее учебное руководство по физике Земли и сопредельным проблемам сделана Гутенбергом [19]. Сюда

относится также серия «Физика Земли» Национального исследовательского совета.

Много сведений о недрах Земли можно найти в периодических изданиях по вопросам общей геофизики [20] или разбросанными среди большого числа периодических изданий по физике, геодезии, магнетизму, электричеству, геологии, географии, сейсмологии и другим наукам. В изданиях различных учебных обществ также можно почерпнуть полезные для нас сведения. Очень полезны для нахождения нужных данных специальные периодические издания с краткими резюме всех работ [21].

ЛИТЕРАТУРА К ВВЕДЕНИЮ

1. *Thiene, O. H.* Temperatur und Zustand des Erdinnern. Jena (1907).
2. *Schmidt, J. C. E.* Lehrbuch der mathematischen und physischen Geographie. Göttingen (1829).
3. *Humboldt, A.* Kosmos. Bd. 1, Stuttgart (1845); Bd. 4 (1858).
4. *Naumann.* Lehrbuch der Geognosie. Leipzig (1858).
5. *Fisher, O.* Physics of the earth's crust. London (1889).
6. *Günther, S.* Handbuch der Geophysik. Stuttgart (1897, 1899).
7. *Arrhenius, S.* Lehrbuch der kosmischen Physik. Leipzig (1903).
8. *Rudzki, M. P.* Physik der Erde. Leipzig (1911).
9. *Trabert, W.* Lehrbuch der kosmischen Physik. Leipzig (1911).
10. Einführung in die Geophysik. Berlin. Bd. 1, *Prey, Mainka, Tams* (1922); Bd. 2, *Nippoldt, Keränen, Schweidler* (1929); Bd. 3, *Defant* (1929). Тома 1 и 2 посвящены вопросам внутреннего строения Земли, третий том — океанографии.
11. *Gutenberg, B.* Der Aufbau der Erde. Berlin (1925).
12. *Jeffreys, H.* The Earth. Cambridge (1924); 2-ое изд. (1929).
13. *Müller — Pouillets.* Lehrbuch der Physik. 11-ое изд. Т. 5. 1, Physik der Erde (1928). Под ред. *A. Wegener,* 10 авторов.
14. Lehrbuch der Geophysik. Berlin (1929). Под ред. *B. Gutenberg,* 9 авторов.
15. Handbuch der Experimentalphysik. Leipzig. Bd. 25. Под ред. *G. Angenheister.* ч. 1: Atmosphere und Magnetism (1928), 7 авторов; ч. 2: Earth's Body and Ocean (1931), 10 авторов; Applied Geophysics (1930).
16. *Sieberg, A.* Geologische Einführung in die Geophysik. Jena (1927).
17. *Tams, E.* Grundzüge der physikalischen Verhältnisse der festen Erde. 2 Teile, Berlin (1932 & 1937).
18. *Schwinner, R.* Lehrbuch der physikalischen Geologie. Bd. 1, Berlin (1936).
19. Handbuch der Geophysik. Berlin. Т. 1. Вращение, фигура Земли, приливы в теле Земли, сила тяжести (1936), 8 авторов; т. 2, Остывание, физическое и геологическое строение Земли, метеориты (1933), 5 авторов; т. 3, Развитие земной коры, вулканизм, действие льда (1930), 5 авторов; т. 4, Сейсмология (1929), 4 автора; т. 6, ч. 1, Свойства горных пород, электрические методы, сила тяжести (1931), 4 автора; т. 7, ч. 1, Лед, озера, гидрология (1933), 3 автора; т. 9, Стратосфера, метеорология, ледниковый период, 5 авторов. Остальные части еще не опубликованы.

20. Периодические издания по геофизике:
Transactions of the American Geophysical Union. National Research Council.
Monthly Notices of the Royal Astronomical Society (M.N.R.A.S.), Geophysical Supplement.
Geophysics. Soc. Exploration Geophysicists. (Главным образом прикладная геофизика.)
Gerlands Beiträge zur Geophysik. Leipzig.
Beiträge zur angewandten Geophysik; Ergänzungshefte für angewandte. Geophysik. Leipzig. (Большею частью прикладная геофизика.)
Ergebnisse der kosmischen Physik. Leipzig.
Zeitschrift für angewandte Geophysik. Berlin. 1 (1922—1925).
Zeitschrift für Geophysik. Deutsche geophysik. Gesellsch. Braunschweig.
Japanese Journal of Astronomy and Geophysics. Transactions and Abstracts, National Research Council of Japan. Tokyo.
Geophysical Magazine. Central Meteorological Observatory. Tokyo.
Terrestrial Magnetism and Atmospheric Electricity. Baltimore.

21. Реферативные журналы:
Zentralbl. für Geophysik, Meteorologie und Geodäsie. Berlin.
Science Abstracts, section A. London.
Journal de physique et le Radium. Paris.
Physikalische Berichte. Leipzig. (Геофизический раздел в Zeitschrift für Geophysik.)
Geologisches Zentralblatt. Leipzig.

ГЛАВА I

ФАКТИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ И ВЫВОДЫ ИЗ ПОЛЕВЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

РЕДЖИНАЛЬД А. ДЕЛИ

Поверхность Земли в течение более миллиарда лет подвергается беспрерывному воздействию Солнца и Луны, однако, основные ее черты обусловлены действием внутренних сил. Если мы сможем правильно читать лик Земли, то кое-что существенное сможем узнать о природе самого тела Земли. Топографическая и геологическая карты мира являются основными опорными данными, позволяющими познать тайну строения недр Земли. Наблюдения полевого геолога не только наводят на новые мысли, но до некоторой степени контролируют то, что мы не можем видеть непосредственно, ибо представления о невидимых глазу глубоко залегающих слоях должны соответствовать фактам, наблюдаемым на поверхности. Например, геолог говорит нам, что поверхность Земли неровная. И ни одна теория относительно недр Земли не может считаться приемлемой, если она не объясняет причин этой неровности. Вычисленная температура недр должна соответствовать термическому градиенту у поверхности. Третьим примером этого принципа является то, что состав вещества, слагающего глубинные части Земли, определяется рядом типов доступных нам горных пород с добавлением, если это возможно, данных о составе различных метеоритов и Луны. Таким образом, геофизик должен быть геологом, точно так же, как геолог, для того, чтобы быть достойным этого звания, должен хорошо владеть методами и данными геофизики. А так как современное состояние недр Земли представляет собой результат эволюции тех состояний, через которые Земля прошла за долгий период своего существования, то геофизик обращается к геологу с просьбой предоставить ему все сведения, которые может дать палеогеография в самом широком смысле этого слова.

В этой главе приводятся основные факты, установленные геологами, работающими в поле или в лаборатории, а также те выводы о внутренних частях Земли, которые можно извлечь из этих фактов.

Обсуждаемый здесь материал может быть изложен в 6 разделах. 1) Непосредственно наблюдаемые данные относительно топографии, состава и структуры литосферы. 2) Некоторые данные, получаемые из анализа деформации комплексов горных пород. 3) Соображения, касающиеся: а) современной ярко выраженной неустойчивости тропического пояса, б) современной ярко выраженной неустойчивости

континентальных шельфов, в) значительного перемещения полюсов и г) трехосности эллипсоидальной фигуры Земли. 4) Особенно важные данные полевых и лабораторных исследований изверженных горных пород. 5) Суммарные данные о времени, в течение которого недра нашей планеты достигли их современного состояния и в течение которого в недрах потенциальная энергия накоплялась или превращалась в кинетическую энергию. 6) Соображения о необходимости более систематического изучения форм Земли методами физической геологии.

ОБЩАЯ ТОПОГРАФИЯ ЗЕМНОГО ШАРА

Материк в понимании физической геологии включает не только площадь суши, но также затопленный шельф и континентальный склон, а следовательно, его площадь больше площади материка, изображаемого в географических атласах. Весь рельеф материка представляется в виде огромного щитообразного массива, покоящегося на остове Земли и окаймленного глубоким океаном.

Имеется пять таких материковых массивов: Евразия с Африкой, Австралия, Антарктика, Северная Америка и Южная Америка. Каждый материковый массив частично покрыт водами мелкого моря. Примерами таких областей трансгрессии моря на материк в настоящее время являются: широкое Зондское море между Суматрой и Борнео, Тиморское море (в районе банки Сагул) между Новой Гвинеей и Австралией, пролив Басса между Тасманией и Австралией, Берингово море, Гудзонов залив и Балтийское море. Материки прерываются также значительно более глубокими морями типа морской ингрессии, вроде Японского моря, некоторых больших бассейнов Вест-Индии, Красного моря, Средиземного моря, моря Росса и Мексиканского залива *.

Океаны, включая второстепенные моря (типа трансгрессий и ингрессий) покрывают $^{7}/_{10}$ земной поверхности, а исключая затопленные окраины континентальных массивов (подошвы континентального склона) — $^{6}/_{10}$ земной поверхности. Средние глубины океанов и средние высоты континентов над уровнем моря [1] указаны в табл. 1.

Существующие материковые массивы являются лишь остатками прежних материков. В Старом и Новом свете имеется много следов широких морских трансгрессий палеозойской эры, но на протяжении большей части или всей этой эры Евразия, Австралия и обе Америки были настолько связаны между собой сушей, что можно сказать, что в совокупности они представляли собой один материковый массив,

* Ингрессия моря может быть и мелководной. Глубоководные (глубже 200—1000 м) части Японского моря, Средиземного моря и других морей обычно не причисляются к площади материковых массивов. *(Прим. ред.)*

Таблица 1

РАЗМЕРЫ ЗЕМЛИ, СУШИ И МОРЕЙ

	Площадь, км²	Средняя глубина, км	Средняя высота, км	Объем, км³
Земной шар	510 100 000			1 083 000 000 000
Весь океан	361 160 000	4,177		1 486 900 000
Вся суша	148 940 000			
Тихий океан	165 200 000	4,282		707 500 000
Атлантический океан .	82 400 000	3,926		323 600 000
Индийский океан	73 500 000	3,963		291 000 000
Северный Ледовитый океан	14 090 000	1,205		17 000 000
Моря	25 970 000			
Азия	44 134 000		0,960	
Европа	10 009 000		0,340	
Африка	29 834 000		0,750	
Северная Америка . . .	24 063 000		0,720	
Южная Америка	17 788 000		0,590	
Австралия	8 901 000		0,340	
Антарктика	14 169 000		2,200	

который, возможно, включал и Антарктику. Для того времени термин *континентальное полушарие* является более уместным, чем теперь, и название Альфреда Вегенера «Пангеа» для этого палеозойского материка особенно удачно, хотя береговая линия Пангеи возможно значительно отличалась от линии, начерченной этим автором [2]. Условия для расчленения материка Пангеа подготавливались глубоко под поверхностью Земли, и потому это событие является одним из важнейших факторов, которые надлежит осветить геофизикам.

Хотя часть, и возможно большая часть, бассейнов Атлантического и Индийского океанов возникла в послепалеозойское время, геологические данные подкрепляют точку зрения, согласно которой Тихий океан представляет собой океаническое полушарие со времени образования Пангеи, т. е. с докембрийской эры. В общем, геологи в данном случае скептически относятся к гипотезе биологов, согласно которой на площади центральной части Тихого океана некогда располагался обширный континент.

СОСТАВ И ПРОТЯЖЕНИЕ ВИДИМЫХ УЧАСТКОВ СУШИ

Материковые массивы. До определенной глубины каждый материк представляет собой в общем *«комплекс основания»*, на котором залегает покров более молодых горных пород. Местами в основание и в покров внедрены интрузии послеархейского возраста. Конечно,

слово *основание* употребляется здесь в переносном смысле и относится лишь к видимой или доступной исследованию части того фундамента, на котором залегают горные породы. Более глубокие части этого колоссального сооружения недоступны наблюдению полевого геолога. Слово *комплекс* говорит о честном признании геологов в том, что они далеки от понимания структуры основной более глубокой части материковых массивов.

За исключением нескольких участков, покрытых наносами, поверхность Финляндии представлена «комплексом основания». На этой обширной территории Дж. Седерхольм измерил площади, покрытые различными типами горных пород, и затем высчитал средний состав материка на поверхности [3]. С учетом сравнительно тонкого слоя вулканических пород преимущественно основного состава было найдено, что средний состав материков приближается к среднему составу гранита, содержащего около 70% кремнезема. Средняя плотность невыветрелой горной породы на поверхности почти точно равна 2,70. Разведка и детальное картирование показывают, что в отношении среднего состава и средней плотности горных пород Финляндия является хорошим примером «комплекса основания» для каждого континента. Покров, залегающий поверх докембрийского фундамента, представлен осадочными и вулканическими горными породами и ледниками.

Осадочные породы залегают как в виде пологих или почти горизонтальных слоев, так (на меньшей площади) и в виде слоев, смятых в складки и нарушенных сбросами и надвигами. В основном эти породы образовались в результате механического разрушения гранитов комплекса основания и последующего отложения обломочного материала на дне обширных морей, представлявших трансгрессии на материках, а также в бассейнах, включавших удлиненные впадины геосинклинального типа.

Обширные покровы вулканических пород почти целиком представлены плато-базальтом. Наибольшая отдельная площадь, занимаемая базальтовым покровом, достигает 500 000 км², а максимальная наблюденная мощность — около 2000 м.

Антарктический ледниковый покров с максимальной мощностью льда, возможно превышающей 2000 м, покрывает 13 500 000 км². Гренландский ледниковый покров, имеющий мощность такого же порядка, покрывает площадь, равную почти 2 000 000 км². Породы комплекса основания так же, как и покрывающие его отложения, интрудированы более молодыми изверженными массивами или перекрыты покровами лав. Среди интрузивных пород преобладают граниты, а среди экструзивных — базальты.

Океаны. Большинство более крупных океанических островов является, или когда-то являлось, частью континентальных массивов, о чем свидетельствует их географическое расположение и их состав. И хотя Новая Зеландия находится от Австралии на расстоянии

1500 км, она не является исключением, ибо раньше она объединялась с Австралией в древнем материке Гондваны. Морское дно между ними неровное, как если бы оно подстилалось континентальными породами со значительно меняющейся мощностью. Остров Кергелен (и широкое мелководье вокруг него), вероятно, является останцом Антарктики, хотя и расположен от нее на расстоянии 1600 км. Почти посредине между Европой и Северной Америкой находятся Азорские острова. Их состав и подводные контуры свидетельствуют о том, что они представляют собой затопленное продолжение альпийских горных сооружений континента.

С другой стороны, 3000 островов, разбросанных в необъятных пространствах глубоких областей океана, представляют собой единственно доступные для исследования горные породы на океанической половине земного шара. Все эти острова небольшого размера и, очевидно, все они вулканического происхождения. Излившиеся массы лавы, образующей эти острова, представлены базальтами, которые, однако, местами ассоциируют с небольшими излияниями своих же дериватов трахитового типа *.

Любопытно, что ни кварцсодержащих, ни других горных пород, характерных для материков, на этих островах не встречается, за исключением острова Пасхи на Тихом океане и острова Вознесения в средней части Атлантического океана.

На острове Пасхи М. С. Бенди недавно закартировал небольшие потоки риолитового обсидиана, излившиеся из старых базальтовых кратеров [4]. Это свидетельствует о том, что остров Пасхи представляет собой базальтовый конус, покоящийся на подводном плато Альбатрос, поверхность которого расположена примерно на 3500—4000 м ниже уровня моря и, таким образом, на 1000—1500 м выше основной части дна Тихого океана. Как гипосметрия, так и наличие вещества, являющегося по своему химическому составу гранитным материалом, говорит за вероятность того, что плато Альбатрос представляет собой обширный, но сравнительно тонкий слой породы материкового типа, покрывающий более плотные горные породы, подобные тем, которые образуют «кору» в самой глубокой части Тихого океана.

Остров Вознесения является верхушкой другого огромного вулканического образования, почти целиком состоящего из базальта. Картируя его, автор этой статьи смог подтвердить открытый Дарвином факт наличия гранитных вулканических бомб, выброшенных из-под первоначального дна моря и включенных в туфы и брекчии [5]. Подобно Азорским островам, остров Вознесения расположен на Средне-Атлантическом валу, который является топографическим аналогом плато Альбатрос. Таким образом, мы имеем некоторые

* Образование трахитовых эффузивных пород за счет дифференциации базальтовой магмы отнюдь не может считаться доказанным. *(Прим. ред.)*

данные о том, что широкая, неправильная по форме полоса пород «материкового» типа в виде слоя небольшой толщины подстилает центральную часть впадины Атлантического океана на протяжении 11 000 км.

На основании промера глубин, произведенного экспедицией Джона Мюррэя, мы можем предположить, что рельеф морского дна в западной половине Индийского океана точно так же отличается наличием узких полос поднятий или подводных валов. Арабское море пересекается затопленным хребтом Мюррэй, который закартирован, как северная часть значительно более крупного Средне-Индийского подводного хребта. К западу от него протягивается Карлсбергский хребет и отмель Сейшельской банки. Так как хребет и банка гипсометрически сходны и так как Сейшельская банка выходит в нескольких пунктах на поверхность океана в виде гранитных островов, то мы можем предположить, что все эти участки дна Индийского океана являются затопленными остатками палеозойского материка Гондваны. Это предположение позволяет объяснить некоторые особенности гравиметрического профиля, построенного Венинг Мейнесом на основании измерений силы тяжести между Аденом и Цейлоном [7].

ВЫВОДЫ

Глядя на карту мира, мы можем сделать некоторые выводы, которые, впрочем, признаются не всеми геологами. Однако ввиду того, что эти выводы являются результатом наблюдений, они представляют большую ценность и помогают нам в нашем изучении внутренних частей Земли.

1. Все известные земные породы произошли из магмы или ее продуктов. Геология не имеет прямых данных о том, что наша планета содержит какой-то определенный слой упавших сверху «планетезималей» *.

2. Хотя мелкие моря неоднократно трансгрессировали на материки и отступали, регрессировали с них, все же с начала докембрийской эры поверхность материков в основном находилась высоко над дном Тихого океана. Проще всего было бы предположить, что «сиаль» (богатый кремнеземом и алюминием) первичного материка Пангеи, в целом ли виде, или в виде обломков, сохранял свою высоту благодаря уравновешивающему давлению более плотной «симы» (богатой кремнеземом и магнием) под глубокой частью океана. Другими словами, принцип изостазии (с региональной компенсацией), как будто,

* Согласно «планетезимальной гипотезе» Мультона и Чемберлена, планетезимали являются частицами, отторгнутыми от Солнца и объединившимися затем в сравнительно крупные твердые тела, из которых постепенно сформировались планеты и их спутники. *(Прим. ред.)*

царствовал с момента появления континента, хотя, конечно, уровень компенсации мог значительно изменяться.

3. Постоянство соотношения между материковыми массивами и океаном доказывает, что породы сиаля выдерживают в течение миллиарда лет те весьма значительные скалывающие напряжения, которым они подвергаются.

4. Доступный наблюдению закристаллизовавшийся материал слоя симы имеет сопротивление того же порядка, о чем можно заключить на основании длительного существования высоко поднимающихся базальтовых вулканов и упорного сопротивления базальта и габбро действию силы тяжести, длящемуся миллионы лет. Не может быть и речи о большой пластичности симы при температурах, существующих между поверхностью Земли и глубиной в несколько десятков километров. Совершенно очевидно, что эта истина имеет прямое отношение к теории перемещения материков в горизонтальном направлении.

5. Тот факт, что базальт, будучи симатическим, извергался в большом количестве на поверхность материков и на дно океана, находит объяснение, если предположить, что магма поднялась из слоя симы, охватывающего весь земной шар.

6. А то, что сиаль в своем распространении почти полностью ограничивается одним полушарием; и что это ограничение произошло еще в раннем докембрии, является очень любопытным фактом для лиц, изучающих недра Земли. Прежняя точка зрения, согласно которой сиаль (плотность около 2,70) отсутствует в основном на полушарии Тихого океана, потому что он оторвался и образовал часть Луны, не может объяснить среднюю плотность Луны (3,3).

ДЕФОРМАЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ

Под морем и сушей залегают кристаллические породы, а кристаллические породы при низких температурах имеют большую прочность. Совершенно ясно, что под этой оболочкой земного шара имеется оболочка, состоящая из менее прочных пород. Верхняя оболочка обычно носит название *литосферы* (каменная оболочка), а нижняя — *астеносферы* (пластичная оболочка).

Мощность литосферы и причина неустойчивости астеносферы являются одними из важнейших вопросов, рассматриваемых в этой книге. Ответы на эти вопросы, кажется, следует искать только в одном условии, а именно, в существенном увеличении температуры с глубиной. Означает ли это увеличение температуры, что литосфера является настоящей корой, а астеносфера — оболочкой, слишком нагретой для того, чтобы могла происходить кристаллизация, — это вопрос все еще столь умозрителен, что, имея объективные факты, лучше называть верхнюю оболочку «литосферой», чем «корой».

Важные данные, подтверждающие существование двух различных оболочек, получены при изучении деформации доступных наблюдению участков Земли. Эти деформации бывают четырех родов: 1) широкое коробление каменной оболочки земного шара без видимого отношения к покрову, состоящему из осадочных или иных пород, 2) образование бассейнов, генетически связанных с различными покровами, 3) горообразование (орогенезис) и 4) деформации в комплексе основания (деформация фундамента).

1. *Океанические впадины и другие открытые геосинклинали.* Горные дуги, ограничивающие бассейн Тихого океана, очевидно, образовались под действием интенсивного горизонтального сжатия. Вдоль многих дуг, как, например, Японской, Филиппинской, Тонга и Андийской, протягиваются глубокие океанические впадины, наиболее грандиозные из существующих «открытых» геосинклиналей. Нет причин сомневаться в том, что эти вытянутые подводные впадины каменной оболочки образовались под действием того же горизонтально-направленного давления, которое обусловило складки и надвиги в прилегающих горных цепях, а также дугообразный выступ их по направлению к Тихому океану. Благодаря сравнительно недавнему образованию надвигов и впадин, а также благодаря отдаленности от суши, эти геосинклинали не были заполнены обломочным материалом. Они все еще остаются открытыми и обычно характеризуются большими отрицательными аномалиями силы тяжести. Маловероятно, как это показывают в своих поучительных опытах Куэнен [8] и Мак Карти [9], чтоб эти большие впадины образовались лишь в результате простого прогиба первоначально совершенно ровной литосферы. Как заключают Смолуховский и Венинг Мейнес [7], литосфера слишком слаба, чтобы выдержать требуемое горизонтальное давление. Тем не менее, прогибание под действием горизонтального давления неизбежно, если литосфера сперва нарушается взбросом. В этом случае сброшенная часть литосферы должна опуститься под давлением надвинутой части, в результате чего образуется прогиб по направлению к морю. Таким образом, эти океанические впадины, подобно впадине бассейна р. Ганг в Северной Индии, повидимому, лучше всего объясняются, как «сбросовые рвы».

Можно добавить, что, согласно противоположной точке зрения, которая не подтверждается ни полевыми данными, ни лабораторными экспериментами, геосинклинали являются результатом растяжения поверхностного слоя Земли в горизонтальном направлении.

Океанические впадины имеют большую длину, но ширина их обычно не более нескольких сот километров. Это, повидимому, свидетельствует об относительной тонкости и податливости литосферы. Кроме того, поскольку погружение твердой и упругой лито-

сферы могло произойти лишь при течении нижележащего материала в стороны, т. е. в горизонтальном направлении, это подтверждает реальность существования астеносферы.

2. *Деформации, генетически связанные с покровом.* Вышеприведенное предположение соответствует имеющимся данным о геосинклинальных призмах, т. е. об осадочных породах, заполняющих древние геосинклинали. Основание некоторых из призм сильно прогнуто вниз на значительно бо́льшую глубину, чем та, которой достигают самые глубокие прогибы поверхности литосферы в известных нам открытых геосинклиналях. Это избыточное прогибание в основном возникает под действием веса осадков, заполняющих геосинклинали. Во всяком случае, прогибание участка земной коры под каждой геосинклинальной призмой свидетельствует об относительно небольшой толщине и о податливости литосферы, а также о достаточной пластичности нижележащего материала, которая позволяет ему течь в горизонтальном направлении из-под прогибающегося сектора литосферы, причем все это происходит до сравнительно небольшой глубины. Это явление изостатического выравнивания свидетельствует о пластичности материала в более глубоких частях упомянутого сектора.

Десятки плейстоценовых ледниковых покровов, так называемых ледяных шапок, хотя оказывали значительно менее интенсивное давление на свои основания, тем не менее также систематически прогибали подстилающие горные породы. И в данном случае это явление наиболее достоверно можно было бы объяснить изостазией, сравнительно небольшой толщиной литосферы и чрезвычайной пластичностью внутренних частей нашей планеты [10].

Обратное движение, обусловленное разгрузкой от тяжести льда, все еще продолжается в Скандинавии со скоростью, измеренной Р. Уиттингом путем определения изменений уровня моря. Очевидно, кора при существующей ее устойчивости не может противостоять моменту изгиба вследствие дифференциального давления материала астеносферы, находящегося под Скандинавией. Так как освобожденный ото льда участок имеет по крайней мере 1200 км в ширину, то момент изгиба для данного центрального давления снизу значительно больше, чем изгибающий момент, обусловливаемый избытком массы в хребте Хидден в Индии, или изгибающий момент в любой из океанических впадин. Если эти более узкие пояса избытка и недостатка масс действительно стабильны (сильные землетрясения в этих поясах говорят о сдвигах, обусловленных напряжением в земной коре), то тщательное сравнение условий напряжения в этих районах и в Скандинавии, возможно, позволит уточнить данные о прочности земной коры. Здесь можно отметить, что ледяные шапки на Фарерских островах и на острове Кергелен, повидимому, не вызвали изгиба или разрыва земной коры.

Совсем недавно Р. А. Хирвонен представил чрезвычайно важные данные о прочности астеносферы. Он сообщил данные об аномалиях силы тяжести, вычисленных в редукции Фая (в свободном воздухе) и в редукции Буге по 263 станциям, расположенным на покрытом ледником участке Финляндии и на узкой полосе земли в северо-западной части СССР. Средние аномалии в свободном воздухе и аномалии Буге для всех станций равны соответственно — 7,5 и — 16 миллигал, а среднее из определений изостатических аномалий по Хайфорду составляет около — 10 миллигал. Средняя изостатическая аномалия, вычисленная по методу Хайфорда для 40 станций центральной части участка, покрытого ледниками, равна, приблизительно, — 17 миллигал.

На основании весьма вероятного предположения о том, что аномалии, определенные по методу Хайфорда, измеряют величину разгрузки, вызывающей выпучивание участка, ранее покрытого ледником, Хирвоненом сделаны подсчеты, которые показывают, что максимальная разница в напряжении на глубине 100 км имеет порядок 3 кг/см². Так как центральная область все еще продолжает подниматься со скоростью, равной примерно 1 м в столетие, то следовательно астеносфера, повидимому, не выдерживает даже такой разницы напряжений. Таким образом, сопротивление этого слоя, вероятно, значительно меньше 5% величины, установленной Барреллом и Джеффризом *.

Основание третьего вида поверхностных покровов, а именно, обширных базальтовых плато, тоже прогнуто, но в большинстве своем эти прогибы, по всей вероятности, не являются результатом простого изостатического выравнивания [11]. Поверхностный покров базальта, измеряемый сотнями тысяч кубических километров, поднялся из глубин, и совершенно ясно, что вертикальное оседание каменного основания, на котором скопились базальтовые лавы, было неизбежно. В каждом отдельном характерном случае этот слой был прогнут. Например, поверхность высокого хребта Каскадных гор опустилась под тяжестью излившейся на нее мощной массы базальта. Что эта поверхность действительно опустилась ниже уровня моря, можно видеть в поперечном разрезе, образуемом ущельем р. Колумбия. Подобным же образом базальты плоскогорья Деккан в Индии и огромные скопления базальта, излившегося в Аргентине, прогнули свои древние кристаллические основания,

* Современное поднятие Скандинавии (как и прежнее ее поднятие), с которым было связано образование ледниковой шапки, могло быть обусловлено, по мнению В. А. Обручева и других, тектоническими факторами, а не изостатическим выравниванием. Судя по наличию значительных отрицательных изостатических аномалий в современных геосинклиналях (низменность Ганга, глубочайшие впадины океанов), их прогибание вызывается в основном тектоническими факторами иного характера, нежели давление осадков, заполняющих геосинклинальные призмы. Поэтому роль изостазии следует понимать более ограниченно, чем предлагает Дели. *(Прим. ред.)*

а плато-базальты северной части бассейна Атлантического океана выступают над водой. Такой же механизм оседания ясно проявляется в аналогичных случаях прогиба под крупными лополитами основных изверженных пород, главным образом, базальтового состава. Примерами могут служить габбро массива Дулуз и основная интрузия Бушвельда.

Площадь, занятая каждым из этих прогибов, обычно бывает такого же порядка, что и площадь соответствующего изверженного тела. Следовательно, либо расплавленный источник этого тела был сам по себе очень велик, либо материал, окружающий этот источник, был пластичен под сравнительно небольшим давлением. В любом случае мы должны предположить, что на сравнительно большой глубине под покровом плато-базальта или под лополитом температура во время извержения должна была быть достаточно высока, чтобы могли сохраняться условия, характерные для астеносферы.

Кажется совершенно невероятным, чтобы условия, характерные для недр Земли, под геосинклиналями, геосинклинальными призмами или ледяными шапками отличались бы каким-нибудь своеобразием. Точно так же нет никаких оснований предполагать аномальную температуру в отдельных участках Земли для того времени, когда они покрывались излияниями плато-базальтов или подвергались внедрению лополитов. Таким образом, во многих районах, как на континентах, так и в океанах, природа сама предоставила нам простые доказательства распределения прочности и пластичности в Земле, т. е. данные о существовании литосферы и астеносферы как двух самостоятельных оболочек Земли. Полевая геология в принципе подтверждает картину наружной части Земли, нарисованную геофизиками на основании гравиметрических методов исследования.

3. *Орогения.* Все теории относительно более сложных структур, наблюдаемых в литосфере, основаны на *предположениях*, касающихся природы глубоких недр. Однако здесь следует подчеркнуть обратную зависимость, состоящую в том, что сначала мы познаем факты, наблюдаемые на поверхности Земли, а любое достоверное заключение относительно земных глубин должно быть только таким, которое является непосредственным, основанным на фактах и не зависимым от космогонических или других теорий.

С самого начала следует отбросить предположение о том, что одни и те же подземные условия послужили причиной структурного хаоса, господствующего в комплексе основания, и предопределили горообразовательные движения в палеозойское и более позднее время. С другой стороны, строение и общее простирание каледонских (верхнесилурийских), герцинских (пермо-карбоновых), юрских (верхнеюрского периода) и альпийских (кайнозойских) горных цепей настолько схожи, что можно предположить одинаковое общее устройство Земли во время всех четырех эпох диастрофизма.

Совершенно естественно, что привести здесь все известные факты о горных цепях не представляется возможным. Некоторые из них в общих чертах легко увидеть на рис. 1, представляющем собой схематическую карту мира. На карте сплошной черной краской показаны приблизительные контуры простирания послемеловых горных цепей, а жирными прерывистыми линиями — расположение некоторых хорошо закартированных более древних, в основном герцинских, цепей. Большинство более молодых горных цепей, а также более древние цепи имеют, насколько нам известно, двоякое расположение: одни — обрамляют берега Тихого океана, другие — тянутся в средних широтах, примерно с востока на запад через Северную Америку и Евразию. Горы на южной окраине Африки и палеозойские цепи Аргентины и Южной Бразилии протягиваются, примерно, с востока на запад в средних широтах южного полушария, где, однако, нет заметного эквивалента северной альпийской системы.

Целое столетие упорных исследований не дало фактов, опровергающих заключение Джэмса Холла о том, что палеозойские и более молодые горные цепи расположены на мощных геосинклинальных призмах, из которых они в основном и состоят. Заключение о том, что эта связь является генетической, имеет в свою пользу столько статистических данных, что оно приобретает значение установленного факта. Относительная пластичность геосинклинальных отложений является одной из давно уже установленных причин их интенсивного смятия и развития в них надвигов. Второй довод, приводимый в классических работах, является хотя и обоснованным, но все же более проблематичным, так как он принимает за очевидное пластичность более древних пород литосферы под каждой геосинклинальной призмой вследствие повышения изогеотерм. Влияние мощности поверхностных отложений и связанный с ними вопрос о роли радиоактивности в известных температурах Земли являются проблемами геофизики; на основании соотношения геосинклинальной призмы с горной цепью геофизика, в конце концов, будет в состоянии установить действительное состояние и строение скрытых от нас оболочек Земли.

В поисках разгадки природы внешних оболочек нашей планеты не менее значительную роль играет закон, открытый полевыми геологами, согласно которому первоначальные края каждой сильно деформированной геосинклинальной призмы сближались во время каждого акта горообразования. Другими словами, поперечник геосинклинальной призмы укорачивался. Точно определить величину этого укорачивания ни разу не удалось. Для Альп данные различных ученых колеблются от нескольких десятков до нескольких сотен километров. Минимальные значения, полученные для горных цепей Аппалач и Кордильер, повидимому, значительно превышают 50 км. Каков бы ни был размер относительного смещения, факт его суще-

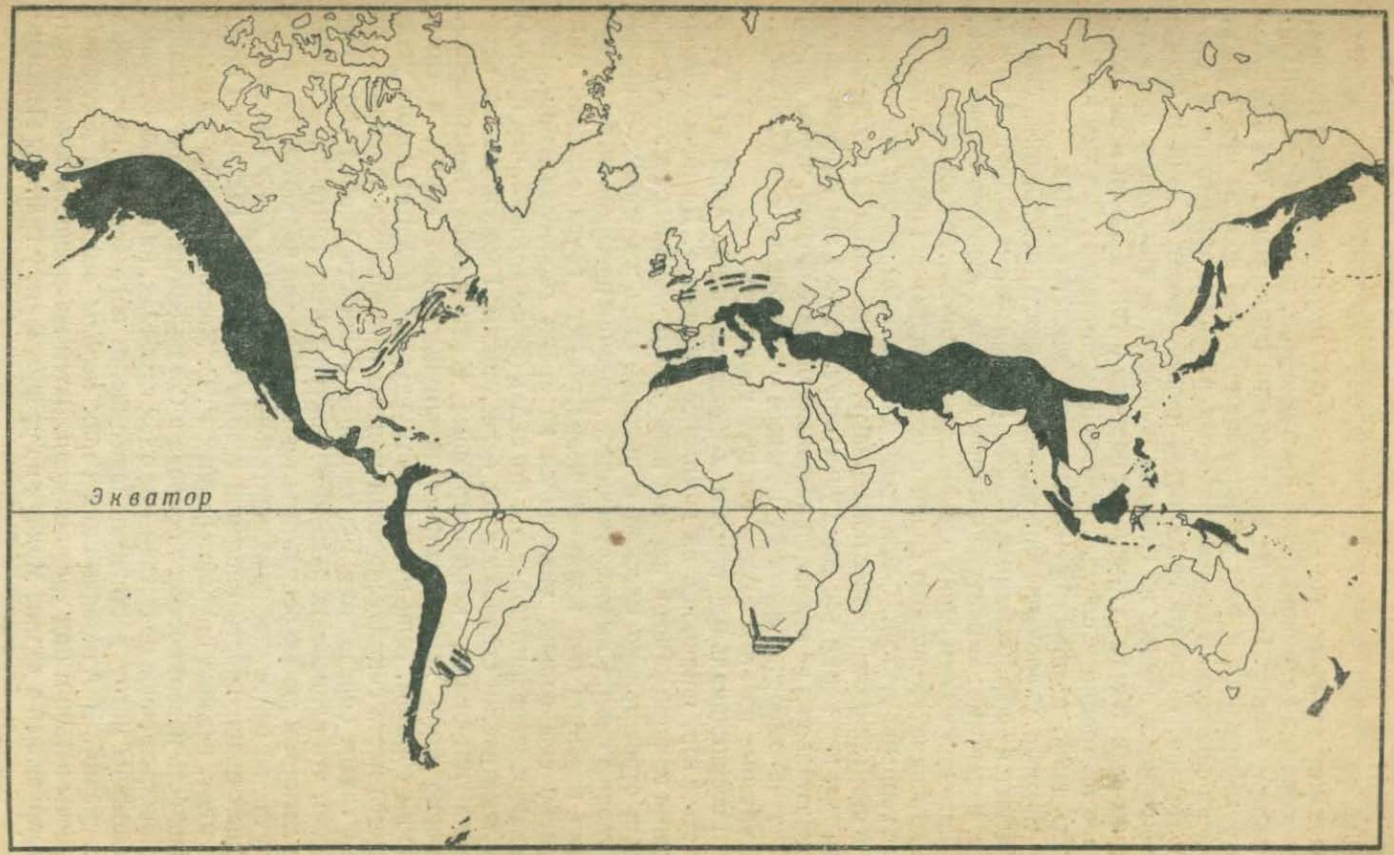


Рис. 1. Схематическая карта мира, показывающая распределение кайнозойских и верхнепалеозойских горных цепей.

ствования означает, что на какой-то еще неустановленной глубине литосфера, а возможно также и астеносфера, подвергается горизонтальному сдвигу. Полевые исследования показывают, что в результате деформации и рассланцевывания горной породы при сдвиге, она из однородной становится неоднородной и анизотропной. Следовательно, горообразовательный процесс имеет в данном случае отношение к одному из главных вопросов, возникающих при изучении недр Земли, а именно к вопросу о том, в какой мере отсутствие изотропии в породах, слагающих литосферу, влияет на скорость волн, распространяющихся при землетрясениях.

Боковое укорочение орогенического пояса, несомненно, сопровождается опрокидыванием складок и наползанием их друг на друга, т. е. надвигами, амплитуда которых достигает десятков километров, и нагромождением одних блоков пород на другие. Эти смещения способствовали утолщению сиаля и образованию сиалических корней под горными цепями. Сейсмограф, маятниковый прибор для измерения силы тяжести и отвес показывают, что, несмотря на позднейшую эрозию, эти корни все еще существуют. Однако эти геофизические доказательства не являются настолько убедительными, чтобы можно было пренебречь фактами полевых геологических наблюдений. Некоторые из этих фактов следует упомянуть.

Геосинклинальные призмы, породившие цепи Аппалач и Скалистых гор, покоились на комплексе основания. До начала отложения пластов каждой призмы поверхность комплекса в этом поясе была относительно плоской и располагалась на уровне, близком к уровню моря. Как уже отмечалось, древняя поверхность была глубоко прогнута под влиянием возраставшего груза осадков. Этот прогиб еще больше увеличился во время горообразования. Нет никаких оснований полагать, что сиаль (более древний, чем призма) систематически становился все более тонким. Горизонтальное истечение материала, компенсирующее вертикальное перемещение, должно было локализоваться преимущественно внизу, в симе. Таким образом, если методами структурной геологии можно установить места соприкосновения призмы и комплекса основания, то тем самым определится минимальная мощность корней гор. Очевидно, что нарисовать подземные контуры этого контакта — задача не легкая, и любые результаты такого изучения являются в лучшем случае не более чем приблизительными. Однако для иллюстрации общей правильности корневой теории стоит взять несколько цифр из карт, недавно опубликованных Р. Г. Моссом [12]. Мосс вычислил мощность поверхностного покрова в Соединенных Штатах, дающую приблизительное представление о тех глубинах, на которых буровые скважины могут достигнуть поверхности погребенного комплекса основания. В Адирондэкских горах породы основания достигают высоты в 1500 м над уровнем моря. Затем поверхность понижается, располагаясь в долине Мохоук на уровне моря, у границы Пенсиль-

вании и штата Нью-Йорк — на 3000 м ниже уровня моря, а в центральной части Пенсильвании — уже на 6000 м ниже уровня моря. В Луизиане древняя поверхность лежит на глубине 3000—9000 м ниже уровня моря. В Колорадо она колеблется от 3700 м выше уровня моря до 4000 м ниже уровня моря. В общем, такие же данные, свидетельствующие о существовании корней гор, были получены и в Аппалачах и в горной цепи Уачита, а также в некоторых частях пояса Скалистых гор. Причины местного поднятия древней поверхности контакта до уровня, значительно превышающего первоначальное положение, близкое к уровню моря, еще неизвестны. Здесь мы сталкиваемся с другим важным вопросом, на который нельзя ответить до тех пор, пока не станут нам более известными условия, господствующие глубоко под видимой частью гор. Однако у геологов нет сейчас другого объяснения причин этих поднятий, кроме термического расширения литосферы в том месте, где расположены корни гор. Если повышение изотерм, связанное с такими местными поднятиями, действительно приводит к расплавлению нижних частей этих сегментов литосферы, то расширение их в вертикальном направлении, вызываемое изменением состояния, было бы чрезвычайно важным условием для повышения уровня поверхности. Такое расширение, с изменением или без изменения состояния, требует, чтобы термический градиент всей литосферы был бы по величине сравнимым с термическим градиентом у поверхности.

Опять-таки, когда речь идет о характере верхней части астеносферы, то большое значение имеет мощность осадочных пород поверхностного покрова. Поверхностный покров имеет плотность от 2,2 до 2,7 и, согласно гравиметрическим данным, близок к состоянию изостатического равновесия. Это равновесие было достигнуто благодаря истечению материала астеносферы в стороны от каждого участка литосферы, на котором накапливались осадки. Если плотность перемещенного материала астеносферы составляет немногим меньше 3,0, то трудно понять приближение к изостатическому равновесию. Трудность эта возрастает, если плотность вещества, залегающего ниже глубины 40 км, принять равной 3,2—3,3, т. е. равной той величине, на которой некоторые геофизики и геологи основывают свои выводы о динамической истории нашей Земли.

Между прочим, следует упомянуть о результатах, полученных Моссом для Великих равнин, располагающихся между 35 и 40° сев. широты и 90 и 100° зап. долготы. На этой обширной площади поверхность разрыва находится в среднем на 300 м ниже уровня моря, т. е. на таком уровне, который следовало бы ожидать, если бы район был изостатически уравновешен соответственно мощности покрова палеозойских или более молодых осадочных пород*.

* Повидимому, Дели имеет в виду разрыв непрерывности свойств, обнаруживаемый сейсморазведкой на границе докембрийского кристаллического комплекса основания и покрова осадочных пород. *(Прим. ред.)*

О существовании чрезвычайно неустойчивой астеносферы говорит любое из предложенных в наше время объяснений горизонтальной составляющей давления, обусловливающего горообразование. В течение двух столетий геологи бились над проблемой горообразования и сейчас еще продолжают обсуждать свои умозрительные построения.

Классическая теория контракции, теория конвекции в глубинах Земли и теория горизонтального скольжения коры — вот три основные теории, которые явились результатом этой упорной и длительной работы. Первая предполагает горизонтальное смещение сравнительно тонкой *оболочки сжатия* поверх более толстой *оболочки растяжения*, причем относительное смещение влияет на всю литосферу от каждого пояса гор до антиподов этого пояса. Вдоль зоны раздела сдвигающее усилие невелико. Следовательно, материал здесь должен иметь очень низкий предел упругости.

Теория конвекции основана на предположении о существовании тонкой, неустойчивой литосферы и мощной астеносферы. Она также свидетельствует о том, что если скольжение вниз больших сегментов литосферы привело к смятию геосинклинальных осадков конвекционным течением, то эти сегменты литосферы должны были покоиться на чрезвычайно неустойчивом слое, начинающемся на сравнительно небольшой глубине.

Мы не можем обсуждать здесь преимущества той или другой из этих теорий, но, пожалуй, следует отметить, что ни одна из них не исключает другую. Во всяком случае, плоды работы пяти поколений геологов подтверждают мысль о том, что устойчивая литосфера подстилается оболочкой, обладающей весьма незначительной твердостью (упругим сопротивлением) или вообще лишенной ее.

Резкий контраст между тихоокеанским и атлантическим типами береговой линии, установленный Э. Зюссом, иллюстрирован на рис. 1. Берега Тихого океана тянутся в основном параллельно осям горных цепей, которыми они определяются. Берега Атлантического океана, напротив, пересекают оси горных цепей. Причину этого различия нужно искать в глубинах нашей Земли, где также находится ключ к объяснению родственной проблемы об «исчезнувших» в северной части Атлантического океана «Древней Аппалачии» и «Эрии», об исчезнувшей «Земле Гондвана» и «Архигелении» в южном полушарии и «Каскадии» в северной части Тихого океана. Правильная теория о внутреннем строении Земли должна объяснить эти загадки природы. Существенно важен тот факт, что все опубликованные теории, вне зависимости от того, основаны ли они на планетной конвекции, скольжении коры или общем перемещении магмы, сходятся в предположении о существовании чрезвычайно пластичной астеносферы.

4. *Деформация комплекса основания.* Поскольку темой этой книги является состояние внутренних невидимых частей нашей планеты, нет необходимости давать даже кратко стратиграфию и общую геологию областей распространения архейских пород. Однако, как уже говорилось, игнорируя некоторые факты относительно структуры, характерной для комплекса основания, можно прийти к ложным выводам об условиях, существующих в недрах Земли. Поэтому, эти факты будут вкратце приведены здесь.

Кроме того будут сообщены некоторые выводы, которые имеют отношение к свойствам земных масс в настоящее время.

а. В то время как многие обширные покровы осадочных пород, образовавшиеся еще в нижнем палеозое или в верхнем докембрии, избегли значительных деформаций, подстилающие породы комплекса основания смяты, надвинуты друг на друга или опрокинуты, причем в них почти повсеместно наблюдаются крутые, почти вертикальные углы падения слоев.

б. В деталях структуры комплекса основания похожи на структуры, наблюдаемые в ядре любой недавно образовавшейся горной цепи. Однако геологам не удалось доказать, что архейские деформации определялись в основном предшествующим утолщением геосинклинальных призм, хотя наличие такой зависимости можно было бы предположить для некоторых районов. Интенсивные деформации архейской эры, наблюдаемые на всех континентах, вероятно, нужно в значительно большей мере отнести за счет иных условий пластичности литосферы, а именно за счет сравнительно высокой средней температуры. Подобное заключение означало бы, что в течение архейской эры литосфера была значительно тоньше, чем в послекембрийское время.

в. Второе отличие. Со времени позднеархейского периода интрузии гранита в большей степени были приурочены к узким поясам горообразования. Однако внедрение гранита влияло на каждую часть комплекса основания, и, как уже отмечалось, гранит образует основную массу комплекса. Колоссальные размеры следовавших друг за другом интрузий этого расплавленного вещества можно объяснить двумя предположениями: 1) литосфера тогда была тоньше, чем теперь, 2) в архейскую эру литосфера целиком или в значительной части покоилась на расплавленном граните. Этот вполне обоснованный вывод, полученный в результате полевых наблюдений, свидетельствует о том, что вертикальный градиент температуры в архейское время был несомненно большим, чем теперь. Тепло, соответствовавшее этому градиенту, объяснило бы интенсивный метаморфизм архейских осадков, перекристаллизацию, которая, согласно полевым данным, являлась не только результатом чрезвычайно глубокого погребения этих пород.

Тем не менее, вес покрова играл важную роль в то время, когда недра Земли были более горячими и с исключительной скоростью

происходило выделение воды, участвующей в образовании пегматита. Затем под влиянием вертикального негидростатического давления покровов происходила перекристаллизация, и этот тип изменения геологи назвали *метаморфизмом нагрузки*. Данные о его интенсивном проявлении в докембрийское время получены в результате петрографического исследования некоторых пологозалегающих слоев комплекса основания, а также благодаря петрографическим исследованиям поверхностных отложений поздне-докембрийского возраста.

Таким образом, соотношение интрузий гранита и явления широко распространенного метаморфизма нагрузки подтверждают наивное заключение первых геологов о том, что Земля в архейское время была особенно горячей. Это представление весьма примитивно, но ни один геолог, геофизик или космогонист XX в. еще не нашел точного количественного выражения для температуры Земли.

г. Установив наличие метаморфизма нагрузки в комплексе основания, мы подходим к проблеме: была ли перекристаллизация в нижней части литосферы такой же, как и теперь. Если это так, то горные породы там, вероятно, характеризуются более или менее горизонтальной сланцеватостью, аналогичной текстурам, преобладающим в архейских отложениях. Таким образом, мы опять встречаемся с возможностью того, что глубинные породы анизотропны в такой степени, что это может влиять на скорость сейсмических волн на соответствующих уровнях.

д. Другой факт, касающийся деформаций в комплексе основания, может оказаться чрезвычайно важным для тех, кто в настоящее время занимается исследованием температуры внутри Земли. Ряд перерывов в накоплении осадков, нередко отмеченных следами эрозии и угловыми несогласиями в комплексе основания, а также многие другие факты докембрийской истории показывают, что процесс формирования и развития комплекса основания охватывает по крайней мере такой же продолжительный период времени, как период, прошедший с начала палеозоя до наших дней. Более вероятно, что соотношение этих периодов превышает 2 : 1 — вывод, который, повидимому, подтверждается изучением радиоактивных элементов (см. табл. 3). Следовательно, в течение колоссального периода времени деформирующие силы были очень эффективны, литосфера, повидимому, была очень тонкой, и магма затопляла ее в количестве, недоступном нашему воображению. Существование таких условий на протяжении сотен миллионов лет, очевидно, означает, что поступление тепла из недр Земли было значительно больше, чем теперь. Для объяснения этого факта мы обычно обращаемся к первоначальной высокой температуре молодой Земли, но условия архейской эры стали бы еще более понятны, если бы можно было установить, что тепловой эффект радиоактивности горных пород был тогда значительно большим, чем теперь. Одним

из агентов, генерирующих тепло, является K_{40}, полупериод распада которого значительно меньше полупериода распада урана или тория и который все еще продолжает в настоящее время нагревать горные породы [13]. В течение архейской эры этот изотоп отдавал тепло в количестве, приблизительно в два раза большем, чем теперь. Его влияние на температуру было невелико, но вопрос о темпе генерации тепла K_{40} является принципиально важным, поскольку ответ на него мог бы вызвать настоящую революцию в представлениях о температурах земных глубин как архейского, так и настоящего времени. Специалисты по изучению радиоактивности считают, что молодая Земля, возможно, нагревалась недолговечными радиоактивными элементами, тогда как в горных породах нам удалось обнаружить только более долговечные элементы. Если бы такие энергетические элементы существовали несколько миллионов или несколько десятков миллионов лет и были бы распределены в недрах Земли, то температура недр и в архейскую эру и в XX в. должна была бы быть выше, чем температура современных доменных печей.

Эта мысль чрезвычайно усложняет нашу проблему. Если бы можно было доказать, что она в основном правильна, то было бы очень трудно судить о термических условиях земного шара в течение первого полумиллиарда лет его существования. Но самым главным моментом здесь является то, что некоторая неуверенность в этом вопросе не позволяет нам делать вычисления термических условий Земли для настоящего времени. Вычисления термических условий были основаны на предполагаемом распределении тепла в молодой Земле, т. е. практически на первоначальном геотермическом градиенте, приблизительно устанавливаемом по температуре затвердевания изверженной породы при давлениях, соответствующих поверхностным и глубинным условиям. Так как ни конвекция, ни теплопроводность, вероятно, не удаляли избытка тепла из глубоких недр, то наличие некоторого количества этого избытка следует принимать во внимание при подсчете современной температуры недр.

е. Хотя и были высказаны некоторые предположения относительно условий, в которых протекала деформация комплекса основания, причина этих деформаций была и, повидимому, надолго останется невыясненной. Здесь опять мы имеем дело с вопросом, а не с поясняющим фактом. Однако вопрос этот стоит того, чтобы его поставить. Теперь нам ясно, что смятие и поднятие вдоль осей послекембрийских горных цепей являются результатом вынужденного бокового движения сиаля по направлению к соответствующим осям складчатых сооружений и что это движение означает местное утолщение и концентрацию сиаля в орогенических поясах. Учитывая смятие в складки и широкие континентальные поднятия в комплексе основания, мы спрашиваем, можно ли предположить, что современное сосредоточение почти всего сиаля в пределах одного полушария обусловлено докембрийской концентрацией выкристаллизовав-

шегося сиаля, ранее покрывавшего более тонким слоем всю молодую Землю. Геология не знает более трудного вопроса. Однако вне зависимости от того, можно ли на него ответить, или нет, мы должны помнить, что он является основным вопросом и что о нем нельзя забывать при наших попытках представить себе Землю в том виде, в каком она существует в настоящее время, ибо совершенно очевидно, что, делая выводы о современном строении и содержании тепла нашей планеты, мы должны учитывать горизонтальное распределение сиаля. А тот способ, каким был распределен сиаль, сам по себе требует тщательного исследования, если полностью представить себе, какое значение имело это древнее революционное изменение условий для наших дней.

НЕОБОСНОВАННЫЕ ГИПОТЕЗЫ О ДЕФОРМАЦИИ

В геологической литературе часто высказываются предположения о двух крупных деформациях литосферы, ни одна из которых не относится ни к геосинклинальному, ни к орогеническому типу. В качестве иллюстрации приводят широко распространенный пример коралловых рифов, атоллов и барьерных рифов, существование которых объясняется сильным и непрерывным оседанием большой части тропического пояса. Другим примером служат глубоко затопленные «каньоны», вырезанные в наружных склонах континентальных шельфов [14]. Некоторые геологи считают, что эти каньоны были прорезаны реками после того, как шельфы поднялись на несколько тысяч метров и до того, как эти шельфы опустились обратно, фактически до их первоначального уровня.

Если эти две гипотезы были бы правильны, то теория строения Земли должна была бы предусмотреть такие физические условия (силы и потенциальную энергию), которые сделали бы возможным описанное нами гигантское коробление литосферы. Однако обе гипотезы быстро теряют своих сторонников. Прекрасные морские карты, изданные за последние 40 лет, свидетельствуют о продолжительной устойчивости литосферы в большей части поясов, занятых атоллами и барьерными рифами, а открытие глубоководных каньонов в каждом океане и на периферии каждого континента доказало всю несостоятельность этих объяснений. Как атолл, так и каньон некоторыми геологами с бóльшим основанием рассматриваются как побочные результаты изменений, произведенных в море плейстоценовым оледенением [15]. Во всяком случае, ученые, занимающиеся изучением недр Земли, могут снять с себя всякую ответственность за эти два воображаемых типа деформаций земного шара *.

* Новейшие океанографические исследования, напротив, показали широкое развитие явлений недавнего погружения коралловых рифов и долин в пределах океана. Постепенно накапливается все большее количество фактов относительно субаэрального (надводного) происхождения долин, обнаруживаемых

Геофизики выдвинули две другие гипотезы, касающиеся еще большего количества деформаций и имеющие последствия для теории строения недр Земли. Следует отметить, что ни одна из этих гипотез не находит поддержки со стороны полевых геологов.

Согласно одной из этих гипотез, связанной в частности с именами Д. Крейхгауэра [16], А. Вегенера [17] и Е. Хаармана [18], ось вращения Земли и ее кора претерпевали постепенное смещение на величину дуги, измеряемую десятками градусов. Доказательства таких коренных изменений положения полюса были получены Вегенером, главным образом, на основании распределения древних ледяных шапок, следы которых обнаружены в настоящее время в низких широтах. Вегенер предполагает, что установленные ледниковые покровы таких больших размеров могли образоваться лишь в высоких широтах. Принимая во внимание наше полное неведение о причинах даже плейстоценового оледенения, многие геологи отказываются принять эту аргументацию как доказательство значительной миграции полюсов. Аргумент, приводимый Вегенером, представляется особенно сомнительным в тех случаях, когда он основывается на оледенениях, имевших место в течение последнего миллиона лет. Кроме того, геологам не удалось установить никаких следов систематических деформаций литосферы, которые обязательно должны были бы наблюдаться при таком большом и недавнем смещении полюсов. Хотя ни один опытный геолог не станет отрицать возможность перемещения полюсов в прошлом, он не может рассматривать движение этого рода как факт, который может оказывать влияние на наши исследования, направленные к познанию недр Земли.

Вторая геофизическая гипотеза, о которой следует здесь упомянуть, заключается в том, что если экватор геоида (т. е. фигуры, определяемой поверхностью мирового океана при мысленном распространении ее на весь земной шар) является эллипсом, то должна иметь место значительная разница в напряжениях и, следовательно, силикатная оболочка, расположенная над железным ядром, должна иметь достаточную прочность (упругое сопротивление). Все же вполне допустимо, что трехосность Земли, если она действительно существует, обусловливается, главным образом, ассиметрией центро-

---

в океане у берегов многих островов и континентов на глубине до 1,5 км. Эти факты доказывают, что колебательные движения в океанах достигают такой же амплитуды (но с отрицательным знаком), как и движения суши, происходившие в верхнетретичную эпоху и в четвертичное время и поднявшие третичные пенеплены и морские отложения на высоту до 1000—4000 м (Тянь-Шань, Кавказ, Тибет и др.).

О подводных каньонах см. *Г. У. Линдберг*. Геоморфология дна окраинных морей Восточной Азии и распространение пресноводных рыб. Изв. Всес. геогр. о-ва, т. 78, вып. 3, 1946; *Л. С. Берг*. Подводные долины, Изв. Всес. геогр. о-ва, т. 78, вып. 3, 1946; *Ф. Шепард* и *Ч. Бэрд*. Подводные каньоны, их размещение и продольные профили. Уч. зап. Моск. гос. ун-та, вып. 48, 1941; *В. Н. Сакс*. Загадка подводных долин, «Природа», 1948, № 9, стр. 33—40. *(Прим. ред.)*

сферы, которая, как предполагают, является сжатым твердым и прочным телом. В этом случае трехосность фигуры Земли будет устойчивой, даже если прочность астеносферы равна нулю. Между прочим, отметим, что если мощная нижняя часть силикатной оболочки представляет собой сравнительно прочное твердое тело, мы сможем лучше понять высокую величину средней вязкости планеты в целом, вычисленную Н. А. Хаскэллом [19].

Можно добавить, что трехосность для геоидальной фигуры Земли была недавно установлена Хирвоненом [20] и Хейсканеном [21], в распоряжении которых было значительно больше надежных данных, чем во время предшествовавших определений фигуры Земли. Таким образом, геологические доказательства чрезвычайной пластичности астеносферы, повидимому, требуют признания наличия значительного сопротивления для мощного слоя, залегающего еще глубже внутри Земли. Однако такие далеко идущие умозаключения, основанные на фактах, которые мы наблюдаем на поверхности Земли, не входят в задачу, обсуждаемую в этой главе.

ДАННЫЕ, ПОЛУЧЕННЫЕ НА ОСНОВАНИИ ИЗУЧЕНИЯ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

Наиболее многообещающие космогонические теории приводят к выводу о том, что в течение короткого отрезка или отрезков времени Земля была жидкой у своей поверхности. Без допущения, по крайней мере, одной стадии абсолютной подвижности, практически невозможно объяснить увеличение (обусловленное разницей в химическом составе) внутренней плотности от сиаля через симу к так называемому железному ядру нашей планеты, т. е., другими словами, нельзя объяснить многих важных геологических явлений *. С другой стороны, этот долг геолога космогонисту может быть частично возмещен наводящими на размышление предположениями геолога о том, какими путями расплавленная масса Земли достигла ее современного состояния. В действительности, новая наука — петрология выдвигает целый ряд предположений. Мы не имеем возможности рассказать здесь, как они возникли из множества

* Предположение о том, что плотное ядро Земли состоит из железа, представляет собой гипотезу, основанную на аналогии с метеоритами. Плотность планет оказывается тем выше, чем больше давление в центре планеты, причем, например, Меркурий при незначительной (по сравнению с Землей) величине давления в центре, по расчетам Джеффриза, совсем не имеет плотного ядра. Это позволяет предполагать, что высокая плотность ядра Земли (центросферы) обусловлена не тем, что оно состоит из железа, а тем, что вещество в нем в высшей степени уплотнено вследствие большого давления. Первоначальное расплавленно-жидкое состояние поверхностных слоев Земли, о котором говорит Дели, отрицается в космогонических теориях О. Ю. Шмидта, Линдблада, Мультона и Чемберлена и др. *(Прим. ред.)*

полевых наблюдений. Мы можем лишь перечислить основные принципы этой науки.

1. Около 700 названий разных изверженных пород приводится в учебниках, но эти вестники из глубины не представлены тем же количеством первичных расплавов под поверхностью литосферы. Многие из этих пород, как, например, андезит и менее распространенный кварцевый диабаз, трахит, сиенит, анортозит, многие пироксениты и перидотиты, магматические сульфидные породы и породы, состоящие из хромита, происходят из базальтового жидкого расплава как при диференциации его в чистом виде, так и при контаминации, т. е. при загрязнении этого расплава в результате химических реакций его с горными породами или с летучими веществами, заключенными в литосфере. До сих пор никто не смог доказать, что породы какого-нибудь из вышеупомянутых типов, за исключением базальта, имеют иное происхождение. Это особенно важно отметить относительно перидотитов, среди которых встречаются дуниты.

Типичный базальт представляет собой изверженную породу, которая извергалась периодически, начиная с раннего докембрия. Ему присущи все характерные черты магматического расплава, могущего быть названным *первичным* в том смысле, что он не был загрязнен материалом сиаля. Мы знаем, что колоссальные массы базальта изливались на поверхность литосферы как в океанах, так и на суше, и что состав базальта почти однороден, где бы и когда бы он ни извергался. Этот факт и некоторые другие данные привели нас к мысли о существовании опоясывающей земной шар оболочки базальта, которая залегает на сравнительно небольшой глубине. Такая теоретическая точка зрения является теперь почти общепризнанной. Тем не менее среди геологов имеется расхождение во взглядах относительно базальтовой оболочки. Одна группа считает, что эта оболочка сплошь кристаллическая, за исключением местных «карманов» жидкости, а другая группа утверждает, что существует единый стекловидный субстрат базальтового состава.

Еще больше разногласий существует по вопросу о происхождении огромных массивов изверженных пород, являющихся продуктом кристаллизации гранитной магмы и генетически связанных с нею типов магмы, которые местами внедрялись в литосферу в течение послекембрийского времени. Тем не менее, согласно всем наиболее многообещающим гипотезам, источник этих расплавов расположен не глубже основания базальтового слоя. Поэтому теории о происхождении гранитов более молодого возраста, вероятно, дадут нам мало интересных данных о тех условиях, которые характерны для глубин порядка нескольких десятков километров ниже поверхности Земли.

2. В базальтовых вулканах измеренная температура магмы достигала 1200° С, но ни разу не была отмечена температура в 1400° С. На основании наблюдений в поле и лаборатории можно предполо-

жить, что значительное переохлаждение естественной магмы происходит только на поверхности, где, благодаря быстрому излучению тепла, магма переходит в стекловатое состояние, характерное для обсидиана и тахилита. Если затем при быстром излиянии базальт достигает поверхности, сохраняя температуру 1200° С, то почти такая же температура должна быть приписана району источника в базальтовой оболочке. Таким образом, гипотеза, согласно которой каждый магматический очаг (источник) базальта является локализованным карманом в полностью закристаллизованной Земле, а не относится к сплошной оболочке стекловатого базальта, кажется несовместимой с теорией охлаждения Земли.

Теория «карманов» противоречит также имеющимся данным о распределении активных, «дремлющих» и недавно потухших вулканов[22]. Хорошо известно, что они линейно расположены вдоль так называемого «круга огня», окаймляющего Тихий океан, и вдоль третичных орогенических зон, протягивающихся через центральную Америку и Европу. Это расположение можно видеть на рис. 1, где показано распределение генетически связанных с ними горных складчатых систем. Другой пример определенно выраженной линейной ориентировки в расположении вулканов представляют группы островов Гавайских, Самоа и Азорских и ряд недавних подводных извержений в средней части Атлантического океана близ экватора. Тысячи таких недавних извержений произошли либо там, где литосфера была разорвана в результате орогенезиса, либо там, где местные напряжения в литосфере были особенно сильными. Описанное географическое соотношение трудно понять на основании гипотезы «карманов», но, с другой стороны, это соотношение непосредственно свидетельствует о наличии под литосферой стекловатого слоя, окружающего земной шар. Мы уже касались доводов о подобном же происхождении плато-базальтов.

Если принять наше предположение о стекловатой базальтовой магматической зоне, то становится ясным и происхождение гигантских батолитовых интрузий, относительно которого шел такой ожесточенный спор.

3. Плотность полнокристаллических пород и эквивалентных им по составу стекол, определяемая при различных температурах и давлениях, в некотором отношении имеет очень важное значение для настоящей работы. Здесь вкратце приводятся некоторые наиболее надежные данные.

В табл. 2 приведены данные о плотности пород и стекол при комнатной температуре (20°С). Породы, принадлежащие к типу кристаллических, содержат по весу от 0,5 до 1,5% летучих веществ, и почти такой же процент летучих веществ содержится в риолитовом стекле и тахилите. С другой стороны, стекла, изученные Дугласом [23] (в таблице отмечено буквами J.A.D.), а также Дэйем, Сосманом и Хоштеттером [24] (отмечен обуквами D., S., H.), потеряли свои перво-

Таблица 2

ПЛОТНОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД И ЭКВИВАЛЕНТНЫХ ИМ ПО СОСТАВУ СТЕКОЛ ПРИ КОМНАТНОЙ ТЕМПЕРАТУРЕ (20° С)

Горная порода	Плотность, г/см³	Эквивалентное по составу стекло	Плотность, г/см³	Процент уменьшения плотности при изменении состояния
Гранит (155)	2,667	Риолитовое стекло (15)	2,370	11,1
Гранит (1, J. A. D.) . . .	2,656	Гранитное стекло (J. A. D.) . .	2,446	7,9
Гранит (1, J. A. D.) . . .	2,630	Гранитное стекло (J. A. D.) . .	2,376	9,66
Сиенит (1, J. A. D.) . . .	2,724	Сиенитовое стекло (J. A. D.) .	2,560	6,02
Тоналит (1, J. A. D.) . .	2,765	Тоналитовое стекло (J. A. D.)	2,575	6,87
Диорит (1, J. A. D.) . . .	2,880	Диоритовое стекло (J. A. D.)	2,710	5,90
Долерит (1, J. A. D.) . .	2,925	Долеритовое стекло (J. A. D.)	2,800	4,27
Диабаз (1, D., S., H.) . .	2,975	Диабазовое стекло (D., S., H.)	2,761	7,19
Диабаз (40, свежий) . .	2,980	Тахилит (11)	2,772	7,0
Габбро (27)	2,976	Тахилит (11)	2,772	6,85
Дунит (1, свежий) . . .	3,289			
Лерцолит (1)	3,33			
Верлит (1)	3,37			
Пироксенит (8)	3,231			
Анортозит (10)	2,734			
Гнейс, слюдистый сланец	2,6—3,1			
Песчаник, аргиллит . .	2,2—2,8			
Известняк	2,6—2,8			

Для гранитов, содержащих нормальное количество летучих веществ, которые сохраняются также и при стекловатом состоянии гранита, округленная цифра уменьшения плотности при изменении состояния составляет при 20° С 10%. Соответствующая округленная цифра для габбро, диабаза или долерита составляет 6%.

начальные летучие вещества во время плавления. В этих семи случаях процентное уменьшение плотности, вследствие изменения состояния, было бы, при условии сохранения летучих веществ, несколько большим, чем показано в последней колонке таблицы. В первой и третьей колонках цифры в скобках указывают из скольких определений выведено среднее[25].

Для стандартных пород изменение коэфициента теплового расширения и объемной сжимаемости не было измерено с требуемой точностью, но все же некоторые выводы, сделанные в результате

этих опытов, достаточно убедительны. (1) Вниз по направлению к основанию сиаля плотность полнокристаллического и стекловатого гранита, кварцевого монцонита, гранодиорита и других богатых кварцем пород, если бы не было минералогических изменений, оставалась бы почти совершенно такой же, как и на поверхности Земли. (2) Если бы не было минералогических изменений, то плотность нормального габбро, долерита, базальта и их тахилитовых эквивалентов медленно уменьшалась бы с увеличением глубины, достигая максимальной степени уменьшения (около 0,03) приблизительно на уровне в 20 км, после чего плотность начала бы медленно увеличиваться. На глубине 50 км плотность была бы приблизительно на 0,03 больше, чем у поверхности. (3) Плотность промежуточных типов горных пород также изменилась бы очень незначительно в том случае, если бы они переместились с поверхности Земли на глубину 50 км.

Следовательно, можно предположить, что контрасты в плотности полнокристаллической фазы и эквивалентной стекловатой фазы не подвергаются сильному изменению под влиянием температуры и давления до глубин, значительно превышающих 50 км. Этот факт очень важен для теорий дифференциации магмы и оболочек Земли, а также для предположений, касающихся *«твердо-жидкой» конвекции*.

4. Большое количество интрузий, называемых *силлами*, *лакколитами* и *лополитами*, а также некоторые лавовые потоки на поверхности Земли обнаруживают на всем протяжении от кровли до основания систематические изменения химического и минералогического состава. В любом из многочисленных примеров такого изменения состава оно, очевидно, было вызвано силой тяжести, причем более тяжелые фракции, образовавшиеся в расплаве, погрузились, а более легкие поднялись вверх раньше, чем расплав затвердел окончательно. Всему этому процессу в целом было дано название *гравитационной дифференциации*, а те фракции, которые перемещаются вверх или вниз, могут быть названы *единицами дифференциации* [26]. Эти единицы включают сульфиды, которые, смешиваясь лишь в очень ограниченной степени с преобладающей массой расплавленного силиката и обладая большой плотностью, отделяются в виде погружающихся шарообразных скоплений. Некоторые петрографы считают, что металлическое железо также имеет ограниченную смесимость, в результате чего оно тоже отделяется.

Никем не доказано, что силикатные фракции ведут себя таким же образом, и большинство специалистов считает, что силикатные единицы дифференциации представляют собой кристаллы и жидкие фракции, дополняющие друг друга по составу. Как перекристаллизация, так и переплавление любой обычной изверженной породы представляют собой явления, связанные с постепенной эволюцией расплава. Кристаллы, выделившиеся в более ранней стадии затвер-

девания магмы, обычно имеют бóльшую плотность, чем остаточная жидкость, и тенденцию к осаждению. Сама остаточная жидкость, будучи менее плотной, чем первоначальная, стремится подняться через этот жидкий расплав первоначального состава, который существует в магматическом теле на тех уровнях, где происходит местная кристаллизация. Жидкий расплав, возникший в результате переплавления, имеет сравнительно небольшую плотность и стремится подняться, тогда как остаточное твердое вещество с относительно высокой плотностью имеет тенденцию к осаждению. Имеется достаточно оснований полагать, что все эти явления обусловили гравитационную диференциацию в доступных исследованию интрузивных телах. Относительное значение процессов кристаллизации и переплавления фракций пока еще остается спорным вопросом.

5. В нашем распоряжении нет надежных данных, позволяющих предполагать, что обычная тепловая конвекция имела существенное значение для перемешивания вещества в магматических массах. С другой стороны, вертикальное перемешивание лавового столба, благодаря различной пористости * и потере магматического газа в атмосферу, можно наблюдать у жерл вулканов, как, например, у вулканов Килауэа и Мауна-Лоа. Такое перемешивание, часто продолжающееся в течение ряда дней или месяцев, можно назвать *«газово-жидкой» конвекцией*. Это один вид *двухфазной конвекции* [27]. Другой вид — *«твердо-жидкая» конвекция* — представляет собой сугубо теоретическую проблему, и хотя ее нельзя непосредственно наблюдать, тем не менее, она может сыграть несравненно бóльшую роль в вопросе познания наружных оболочек Земли [28]. В обнажениях, шахтах, туннелях можно наблюдать глыбы пород, заключенные в гранитные батолиты, и во многих случаях ясно, что эти глыбы погрузились в магму батолита и дошли до видимого уровня, причем жидкость соответственно поднялась. Кельвин считал, что первоначальное образование земной коры произошло путем такого *магматического обрушения* в гигантском масштабе. Он предполагал, что пластины — обломки слоя зарождающейся коры — оседали в теле Земли до тех пор, пока последующее охлаждение всей массы не сделало возможным образование стойкой коры. Если внутренние оболочки были бы вначале перегреты или благодаря радиоактивности оказались бы перегретыми, то такие погружающиеся пластины должны были бы подвергнуться расплавлению, а вторичная жидкость поднялась бы к поверхности Земли, чтобы там опять затвердеть при охлаждении. Затем процесс повторился бы. Относительное движение твердых тел и жидкости означает полный оборот материала, т. е. род конвекции. Это рассуждение, касающееся одного из способов образования литосферы, не легко проверить полевому

* Вследствие неоднородного распределения газовых пузырей. *(Прим. ред.)*

геологу, но, тем не менее, оно представляет большой интерес для тех, кто изучает недра Земли.

6. Поскольку сила тяжести обусловила дифференциацию столь большого количества интрузивных залежей, естественно отнести и первоначальное развитие оболочек Земли за счет той же причины. Это предположение подтверждается несколькими интересными фактами: а) ярко выраженным залеганием сиаля на базальтовой симе в континентальной части земного шара; б) данными о средней плотности Земли и о ее моменте инерции, которые свидетельствуют об ограниченной мощности гранитного и базальтового слоев вместе взятых и о существовании третьей, более мощной и более глубоко залегающей оболочки силикатного вещества, обладающей большей плотностью, чем базальт; в) высокой плотностью ядра Земли. Если доступные наблюдению дифференцированные интрузии не дают нам ложных представлений, то можно с полным основанием предположить, что материал у поверхности молодой Земли был вначале плотнее и имел более «основной» состав, чем базальт. По своему характеру этот материал, очевидно, был очень похож на каменные метеориты, и перед нами неизбежно встает вопрос: не является ли вещество Луны с его средней плотностью 3,3 именно тем веществом, которое должно было существовать на поверхности Земли на какой-то ранней стадии ее развития.

7. Менее рискованным является заключение, получаемое на основании известного общего расположения оболочек Земли, как бы и где бы они в отдельных случаях ни располагались. Если термическая конвекция когда-либо перемешивала вещество Земли до большой глубины, то она должна была бы происходить постепенно, последовательно захватывая слой за слоем [29]. Другими словами, любая глубокая оболочка не могла бы быть перемешана конвекцией до тех пор, пока вышележащая оболочка или оболочки не были бы уже перемешаны охлаждением в связи с удалением тепла во внешнее пространство. Единый поток конвекции, захватывающий всю силикатную оболочку вплоть до предполагаемого железного ядра, повидимому, стал невозможным уже в ранние времена, благодаря гравитационной дифференциации всей планетной магмы.

8. Существование даек, особенно таких скоплений даек, какие наблюдаются на Британских островах, свидетельствует о хрупкости по крайней мере верхних частей литосферы. О том, что породы литосферы хрупки даже тогда, когда они нагреты до температуры многих сотен градусов, свидетельствуют брекчии в зонах разлома, окружающих массивы батолитов, а также угловатая форма включенных в них глыб, оторвавшихся от кровли и стен магматической камеры и смешавшихся с этим горячим расплавом. По этим и по целому ряду других причин нам кажется не совсем обоснованным утверждение о том, что под бассейнами молодых океанов, в геосинклиналях или

где-нибудь в другом месте на большом пространстве имеются крупные пластические массы литосферы.

9. Наконец, приведем здесь те данные, которые получены в результате микроскопического изучения горных пород. Преобладающие минералы, входящие в состав доступных нашему наблюдению пород, характеризуются наличием трещин спайности, что обусловливает их «пористость». Имеются основания полагать, что некоторые из таких трещинок не закрываются даже под действием всестороннего давления в 20 000 атм, если температура при этом не поднимается выше той, которой обычно сопровождается такое высокое давление в лабораторных условиях. С другой стороны, такая отдельность едва ли может существовать в минералах при давлении и температуре, господствующих на глубине 30 и более километров под поверхностью Земли. Следовательно, нужно попытаться определить соответствующую поправку на это различие между породами, доступными наблюдению, и породами такого же состава, находящимися на глубине, поскольку лабораторные определения жесткости и сжимаемости пород используются для того, чтобы определить характер нижней части литосферы на основании скорости распространения сейсмических волн.

ШКАЛА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ВРЕМЕНИ

Мы изучаем эволюцию Земли, начиная с ее космической стадии и до нашей эры. Следовательно, нам нужно знать, сколько времени потребовалось для таких процессов, как излучение тепла в мировое пространство, радиоактивное образование тепла, накопление осадочных пород, формирование горных сооружений, магматическая деятельность и, наконец, изостатическое выравнивание. Абсолютную шкалу времени иллюстрирует табл. 3. Данные этой таблицы взяты из резюме кропотливо выполненных исследований А. Нопфа * и из подсчетов длительности времени, сделанных С. Шухертом на основании данных стратиграфии, а также данных о возрасте некоторых стратиграфических формаций, который был определен по соотношению количеств свинца и урана в минералах, содержащихся в этих формациях [30].

Кроме того, следует упомянуть работу Урри, который установил возраст 22 метеоритов по гелиевому методу. Этот возраст колеблется от 100 миллионов до 2800 миллионов лет, причем из 22 исследованных метеоритов возраст 12 метеоритов колеблется между 1450—2800 миллионов лет, а возраст 4 метеоритов лежит в пределах от 2300 до 2800 миллионов лет. Все эти данные предварительны [29].

---

* Опубликовано в статье «The Age of the Earth» (Nat. Research Council Bull., 80, Washington, 1931).

Таблица 3

АБСОЛЮТНЫЙ ВОЗРАСТ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Эра и период	Время, истекшее с начала эры или периода, в миллионах лет	
	определение по урановому методу *	определение по методу Шухерта
Кайнозойская эра		
Плейстоценовый		
Плиоценовый		
Миоценовый	.....	37
Олигоценовый	Менее 34	
Эоценовый	70	60
Мезозойская эра		
Меловой	.....	120
Юрский	Более 123	150
Триасовый	.....	175
Палеозойская эра		
Пермский	Более 220	210
Пенсильванский	.....	255
Миссисипский	278	290
Девонский	.....	330
Силурийский	Менее 349	355
Ордовичский	Более 371	395
Канадский	.....	415
Озарский	.....	440
Верхне- и среднекембрийский	.....	490
Нижнекембрийский	.....	515
Докембрийские эры		
Кьюинаван		
Киватин (лава)		
Архейская эра (различные эпохи)	1000—1770 (по Холмсу)	

* Основан на определении количественных соотношений свинца и урана.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

В заключение можно привести важнейшие данные полевой геологии, имеющие отношение к проблеме недр Земли. Некоторые из наиболее важных выводов имеют отрицательный характер.

1. *Факты, которые следует учитывать при использовании скорости сейсмических волн для изучения наружных оболочек Земли.*

а. Геолог ясно видит, что как метаморфизм нагрузки, так и сдвиг, связанный с горообразованием, создавали анизотропию в строении пород видимой части литосферы, и он может предполагать, что в нижней части литосферы результаты этих процессов проявляются в еще более значительной степени. Однако геолог не может определить степень этой анизотропии и таким образом помочь геофизику установить ее отношение к скорости распространения сейсмических волн.

б. Геолог в минералах пород, доступных наблюдению, постоянно находит проявление кливажа (отдельности), но с полным основанием сомневается в наличии открытой отдельности (кливажа) на глубине, превышающей 20 км. Во всяком случае, геофизик должен установить возможное влияние соответствующего уплотнения кристаллического материала на его жесткость и сжимаемость, а следовательно, на скорость волн, предполагаемую в этом материале.

в. Геолог устанавливает, что при высоком напряжении раскристаллизованный материал базальтового состава не так прочен, как обычное габбро или диабаз, но может быть столь же прочным, как габбро, содержащее гранат, или как амфиболит или другой родственный тип горной породы. С другой стороны, геолог не обнаружил ни одного большого тела эклогита с химическим составом базальта.

г. Многие из исследованных массивов перидотита, включающего дунит, произошли из базальтовой магмы при разделении ее на фракции. У нас нет определенных данных полевых исследований, свидетельствующих о том, что в Земле встречается дунит иного происхождения, хотя какой-то материал типа перидотитов, возможно, залегает под базальтом *.

д. Среди тысячи нанесенных на карту интрузий базальтовой магмы геологами не было обнаружено ни одного большого скопления тахилитовой породы, и поэтому они склонны отрицать гипотезу, согласно которой тахилитовая оболочка может слагать сколько-нибудь существенный слой, подстилающий литосферу.

е. Полевая геология полностью подтверждает вывод сейсмологов о том, что основным материалом сиаля (самого верхнего слоя, подстилающего на континенте литосферу) является гранит. Следовательно, его правильно называют *гранитным подслоем* **.

---

* В. Н. Лодочников и ряд других исследователей считают, что ультраосновные породы (перидотиты, дуниты) не являются продуктом дифференциации базальта, а происходят из самостоятельной магмы. По Лодочникову, напротив, базальт является дифференциатом перидотитового вещества, слагающего почти всю оболочку Земли вплоть до ядра. *(Прим. ред.)*

** Здесь словами *гранитный подслой* переведено английское выражение *granitic sublayer*, которое приводится автором, чтобы выразить мысль о том, что гранитный слой представляет собой нижнюю часть общего слоя литосферы. *(Прим. ред.)*

2. *Факты, которые необходимо рассмотреть при исследовании существующего геотермического градиента.*

а. Большой срок геологического времени был доказан стратиграфическими методами и полученные результаты оказались того же порядка, что и результаты, полученные свинцово-урановым методом.

б. Геологические данные показывают, что по крайней мере в течение значительной части периода, охватывающего 1000 миллионов лет, в докембрийское время геотермический градиент был существенно большим, чем теперь. Этот факт вызывает недоверие к гипотезе о том, что Земля была охлажденной уже со времени образования первичной коры. Особенности горных пород того комплекса, который составляет основание континента, становятся более понятными, если принять во внимание, что радиоактивная генерация тепла прежде происходила значительно более быстрыми темпами, чем теперь.

в. Расплавленный базальт извергался на всем протяжении, начиная с раннего докембрия до наших дней, и распределен во многих местах как на континентальном, так и на океаническом секторах земного шара. Степень увеличения температуры с глубиной в настоящее время должна быть такой, как это требуется для доказательства существования соответствующего источника этой распространившейся по всему миру магмы.

3. *Факты, имеющие отношение к химическому составу наружных оболочек Земли.*

а. Геологам не удалось обнаружить значительной массы породы, которая могла бы считаться происходящей из метеоритов или планетезималей. Также нет у нас данных, подтверждающих предположение о том, что Земля сохраняет у поверхности свое кристаллическое состояние с того времени, как ее масса достигла величины, присущей Земле в настоящее время.

б. С другой стороны, соотношение плотностей сиаля и симы между собой, а также их соотношение со средней плотностью планеты говорит в пользу того, что вещество Земли было первоначально текучим и подвергалось гравитационной диференциации, аналогичной той, которая наблюдается во многих пластовых интрузиях. Эти интрузии сложены последовательно гранитом, промежуточными породами и породами базальтового состава, причем последние залегают ниже всех остальных. Имеется много данных, позволяющих предполагать такую же последовательность и в литосфере.

в. Данные полевой геологии не подкрепляют гипотезы о сиенитовом слое под илами океанического дна.

4. *Факты, имеющие отношение к проблеме распределения прочности.*

а. Стойкость гранита, габбро, диабаза и других составных частей сиаля и симы на поверхности Земли или недалеко от нее, хотя они находятся под давлением в течение миллионов лет.

б. Относительно небольшая толщина прочного слоя (литосферы); факт, о котором свидетельствует существование прогибов в областях открытых геосинклиналей, геосинклинальных призм, мощных ледяных покровов, а также наличие общей изостазии.

в. Чрезвычайная пластичность, неустойчивость слоев, расположенных ниже литосферы до глубины нескольких сот километров, что видно из перемещений, наблюдаемых в районах, покрытых в недавнее время ледниками, из общего изостатического выравнивания и из горообразовательных движений. С другой стороны, геологи не знают фактов, опровергающих мнение о том, что мощная оболочка Земли, подстилающая астеносферу, может характеризоваться значительной прочностью (упругим сопротивлением).

5. Ни один геолог не мог увязать данных своих полевых исследований с гипотезой о том, что Земля в основном имеет кристаллическое состояние до самого железного ядра, или с родственной гипотезой, которая полагает, что мощная оболочка кристаллизованного дунита начинается где-то на глубине около 40 км ниже поверхности Земли. Правильное представление о недрах Земли должно увязать все эти противоречия. Нужно дать такую модель Земли, которая соответствовала бы всем требованиям, т. е., другими словами, объяснила бы факты динамической геологии.

Геофизика и геология должны рука об руку итти к этой цели*.

ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ I

1. Данные из статьи *E. Kosinna*, помещенной в Handbuch der Geophysik, editor *B. Gutenberg*. Bd. 2. Lief. 3, S. 882—886 (1933).
2. *Wegener, A.* The Origin of continents and Oceans. P. 192. London (1924). Русский перевод: *Вегенер А.* Происхождение материков и океанов. «Современные проблемы естествознания», кн. 24. Госиздат (1925).
3. *Sederholm, J. J.* Commission geol. Finlande Bull. **70**, Helsinki (1925).
4. *Bandy, M. C.* Geol. Soc. America Bull., **48**, 1589 (1937).
5. *Daly, R. A.* Am. Ac. Arts Sci. Proc., **60**, 63 (1925).
6. *Wiseman, D. H., Sewell, R. B. S.* Geol. Mag., **74**, 219 (1937).
7. *Vening Meinesz, F. A.* Gravity Expeditions at Sea. Delft, vol. I, p. 29 (1932), and vol. 2, p. 89 (1934). Русский перевод: *Венинг Мейнес, Ф. А.* Гравиметрические наблюдения на море. Изд. Геодез. и карт. лит. ГУГК, Москва (1940).

* Обзор важнейшей литературы и сводки общих геологических данных, имеющих отношение к внутреннему строению Земли, см.: *А. Д. Архангельский*, Геологическое строение и геологическая история СССР, М. — Л., 1941; *Ф. Ю. Левинсон-Лессинг*, Петрография, изд. 5-е, 1940. *(Прим. ред.)*

8. *Kuenen, P. H.* Leidsche Geologische Mededeelingen. Deel VIII. S. 193 (1936).
9. *MacCarthy, G. R.* Am. Jour. Sci., **16**, 51 (1928).
10. *Daly, R. A.* The Changing World of the Ice Age. New Haven (1934) (обширная библиография).
11. *Daly, R. A.*, Igneous Rocks and the Depths of the Earth. Pp. 88, 138, 197. Русский перевод: *Дели Р. А.* Изверженные породы и глубины Земли, ОНТИ, М. — Л. (1936).
12. *Moss, R. G.* Geol. Soc. America Bull., **47**, 936 (1936).
13. Сравните *A. K. Brewer.* Science, **86**, 198 (1937). (Этот автор, повидимому, сильно преувеличил теплотворную способность K_{40} во время ранних стадий истории Земли.)
14. *Daly, R. A.* Am. Jour. Sci., **31**, 401 (1936). *P. H. Kuenen,* Leidsche Geologische Mededeelingen. Deel VIII. P. 327 (1937).
15. *Daly, R. A.* The Changing World of the Ice Age. Chap. 7, New Haven (1934). (Обширная библиография.) См. также: Am. Acad. Arts Sci. Proc., **15**, 158 (1915).
16. *Kreichgauer, D.* Die Aequatorfrage in der Geologie. Auflage 2, S. 55, Haldenkirche (1926).
17. *Wegener, A.* The Origin of Continents and Oceans. P. 122, London (1924).
18. *Haarmann, E.* Die Oszillations theorie. Stuttgart (1930).
19. *Haskell, N. A.* Am. Jour. Sci., **33**, 32 (1937).
20. *Hirvonen, R. A.* Veröffentl. Finnischen Geodät. Inst., No. 19, 68 (1934).
21. *Heiskanen, W.* Annales Acad. Scientiarum Fennicae. Ser. A, **51**, No. 8 (1938).
22. *Sapper, K.* Vulkankunde. Stuttgart (1927).
23. *Douglas, J. A.* Quart. Jour. Geol. Soc., London, **63**, 145 (1907).
24. *Day, A. L., Sosman, R. B., Hostetter, J. C.* Am. Journ. Sci., **37**, 1 (1914).
25. Другие данные, касающиеся плотности горных пород, а также коэфициента термического расширения и сжимаемости собраны в книге *Daly, R. A.* Igneous Rocks and the Depths of the Earth. Pp. 46—57, 236, New York (1933). (Русский перевод книги Дэли см. ссылку 11.)

26—28. *Daly, R. A.* Там же, стр. 267, 334, 367.

29. *Daly, R. A.* Там же, стр. 236.
30. Сравните *A. Holmes.* The Age of the Earth. P. 178. London (1937). (Следует отметить, что возрасты, полученные для минералов и горных пород по гелиево-урановому методу и цитированные Холмсом, подверглись большим систематическим поправкам в отношении определений по урану и менее поддающимся контролю поправкам в отношении определений по гелию. Без вторых поправок возрасты получаются значительно меньшими, чем те, которые устанавливаются по свинцово-урановому методу.)

ГЛАВА II

УПРУГИЕ СВОЙСТВА ПОРОД, СЛАГАЮЩИХ ЗЕМНУЮ КОРУ

Л. Г. АДАМС

Для разрешения многих вопросов геофизики необходимо знать упругие свойства горных пород. Особо важным является сопоставление наблюдаемых скоростей сейсмических волн со скоростями, вычисленными на основании лабораторных измерений коэфициентов упругости типичных пород. Такие сопоставления дают простейшие сведения о строении частей Земли, для которых невозможны непосредственные наблюдения. Настоящая глава является сводкой соответствующих данных в этой области. Из имеющихся результатов многочисленных экспериментальных исследований взяты те, которые особенно полезны в связи с исследованиями недр Земли. Здесь приведены не все результаты измерений, поскольку многие из них представляют только исторический интерес.

СЖИМАЕМОСТЬ МИНЕРАЛОВ

Определения. Сжимаемостью называется относительное изменение объема, вызываемое изменением давления, т. е.

$$\beta = \frac{1}{V_0}\frac{\partial V}{\partial P}, \qquad (1)$$

где β означает сжимаемость, V — объем испытуемого образца при давлении P, а V_0 — объем при некотором начальном давлении. Предполагается, что температура, химический состав и физическое состояние испытуемого образца остаются при этом неизменными, а давление — чисто гидростатическим. За единицу измерения давления принят бар, соответствующий силе в 10^6 дин на квадратный сантиметр. На широте 40° давление в 1 кг/см² равно 0,9806 бара. Модуль всестороннего сжатия, или объемная упругость, представляет собою величину, обратную сжимаемости, т. е.

$$k = \frac{1}{\beta}. \qquad (2)$$

Сжимаемость можно также определить как $\frac{\partial V/\partial P}{V}$, или как $\partial v/\partial P$, где v означает объем грамма вещества. Эти определения менее характерны при рассмотрении упругости горных пород и минералов. Численно β выражается единицами, обратными барам.

Модуль сдвига (жесткость) μ может быть определен, как отношение напряжения при сдвиге (или его изменения) к деформации при сдвиге (или соответствующему ее изменению), т. е.

$$\mu = \frac{\partial P_s}{\partial s}, \tag{3}$$

где P_s — напряжение при сдвиге, а $\partial s = \partial l/\partial x$, причем x — расстояние по оси абсцисс, а l — соответствующее смещение по оси y; напряжения развиваются в плоскости, параллельной оси z. Деформация сдвига $\partial l/\partial x$ равна изменению угла между смежными сторонами квадрата, который переходит в ромб, или двойному относительному изменению длины диагонали первоначального квадрата.

Модуль Юнга E определяется как относительное изменение длины стержня l одинакового поперечного сечения, вызываемое изменением напряжения в направлении оси стержня, т. е.

$$E = l_0 \frac{\partial P}{\partial l}. \tag{4}$$

Коэфициент Пуассона σ равен отношению поперечного растяжения к продольному сжатию стержня, подверженного давлению вдоль его оси. Зависимость между k, μ и σ следующая:

$$\mu = k \frac{3(1-2\sigma)}{2(1+\sigma)}. \tag{5}$$

Приборы и методы. Измерения сжимаемости минералов производились различными методами. Фойхт [11] применял косвенный метод определения различных упругих констант при изгибе и кручении кристалла с последующим измерением деформации, производимой этими напряжениями. Оказывается, что этот метод исследования дает полезные сведения о некоторых минералах, но трудности измерения незначительных смещений, вызываемых приложением максимально допустимого крутящего и изгибающего моментов, которым кристалл может сопротивляться, очень велики, и поэтому этот метод уступает другим методам, применявшимся в последующие годы.

Ричардс и Джоунс [9], Маделунг и Фукс [8] измеряли сжимаемость минералов под гидростатическим давлением, используя для этого пьезометр. Этим методом можно обеспечить достаточную точность, но его применение ограничивается давлениями в несколько сот бар. Адамс, Вильямсон и Джонстон [4] показали, что для определения сжимаемости минералов и других твердых тел вполне достаточен метод подвижного поршня. Этим методом на протяжении ряда лет пользовались в геофизической лаборатории для определения изменения объема различных жидкостей и твердых тел под давлением. Метод, повидимому, впервые был применен Каупером и Тамманом [34]. Затем в улучшенном виде он был использован Парсоном

и Куком [35] для измерения сжимаемости жидкостей под давлением до 6000 бар. Дальнейшее увеличение точности и значительное расширение пределов применяемого давления достигнуто Бриджменом [33], который пользовался методом подвижного поршня, преимущественно для определения сжимаемости жидкостей при давлениях до 20 000 бар*.

Принцип этого метода заключается в следующем. В стальной цилиндр с массивными стенками вводится хорошо притертый поршень. Цилиндр вмещает образец, который полностью окружается жидкостью. Жидкость берется незамерзающая и не сильно сгущающаяся при наибольшем из применяемых давлений. Давления измеряются с точностью до 1 бара или точнее при помощи электрического манометра, который основан на изменении в зависимости от давления электрического сопротивления манганиновой проволоки, погруженной в жидкость. Движение поршня, соответствующее определенному изменению давления или эквивалентному изменению объема, происходит вследствие трех основных причин: уменьшения объема самого образца под давлением; изменения объема жидкости, передающей давление; изменения размеров сосуда и набивки поршня. Чтобы исключить влияние двух последних факторов, производится второй опыт, при котором исследуемый образец заменяется равным объемом вещества известной сжимаемости. В итоге этот метод дает разность между сжимаемостью образца и эталонного материала. В качестве эталонного материала обычно употребляется железо, сжимаемость которого при давлении до 12 000 бар была измерена Бриджменом [26, 36] с большой точностью. Изменение объема железа при 25° под действием различных давлений (в барах) выражается уравнением

$$-10^6 \frac{\Delta V}{V_0} = 0{,}598P + 0{,}0243 \cdot 10^{-4}P^2. \qquad (6)$$

Посредством прибора, определяющего изменение длины твердого образца под гидростатическим давлением, Бриджменом [36] была достигнута очень высокая точность при измерении сжимаемости. Образец, имеющий вид стержня, помещался в сосуд с жидкостью, передающей давление. Один конец образца закреплялся, а другой, свободный конец, был связан с контактом, скользящим вдоль короткого отрезка тонкой проволоки. Посредством измерения соответствующего электрического сопротивления определялось сокращение образца относительно сосуда. Наконец, после внесения необходимых поправок становилось известным изменение длины образца при каждом отдельном давлении. Определить продольное удлинение сосуда с высокой степенью точности довольно трудно,

* За истекшие 10 лет за рубежом диапазон применяемых в лаборатории давлений при испытании различных материалов значительно возрос, так, например, производятся опыты при давлениях более 400 000 кг/см. *(Прим. ред.)*

и поэтому прибор калибровался с помощью образца известной сжимаемости.

Недостатком этого метода является то, что при испытании анизотропных материалов приходится производить измерения двух или более образцов, вырезанных из породы в различных направлениях. Вследствие неравномерности отжига и химического состава, даже в таких несомненно изотропных материалах, как стекло, может сказываться различие упругих свойств в разных направлениях. Такое же явление, повидимому, имеет место в псевдоизотропных кристаллических телах. Хотя в настоящее время и известно, что многие тела, включая грубозернистые граниты, не дают значительного изменения упругости в зависимости от направления, тем не менее при применении линейного метода определения сжимаемости необходимо исследовать действительную изотропность каждой испытуемой породы. Линейный метод при соблюдении соответствующих предосторожностей дает достаточную точность даже при исследовании пород, сжимаемость которых меньше 10^{-6}. В применении к твердым веществам и при давлениях в несколько тысяч бар этот метод по своей чувствительности значительно превосходит все другие методы измерения.

Для изотропных тел между относительным изменением длины и объема существует очень простая зависимость. Если относительное *линейное* сжатие $-\frac{\Delta l}{l_0}$ представляется уравнением

$$-\frac{\Delta l}{l_0} = AP - BP^2, \tag{7}$$

где A и B — константы, то относительное уменьшение *объема*, т. е. сжимаемость, будет

$$-\frac{\Delta V}{V_0} = 3AP - 3(A^2 + B)P^2. \tag{8}$$

Членами, содержащими P в более высокой степени, ввиду их малости пренебрегли.

*Результаты.** В табл. 4 собраны результаты наиболее важных измерений сжимаемости природных минералов. В этой таблице для каждого минерала приводится химический состав и название, а также значение величины $10^6\beta$ при температуре и давлении, указанных соответственно в 3-м и 4-м столбцах. В большинстве случаев приведена действительная температура, при которой производились измерения; в некоторых случаях температура получена в результате интерполяции или небольшой экстраполяции. В 6-м столбце показано изменение сжимаемости в зависимости от давления.

* Дополнительные данные о сжимаемости и других константах упругости см. *Берч, Шерер* и *Спайсер*. Справочник для геологов по физическим константам. Иноиздат, 1949. *(Прим. ред.)*.

Таблица 4

СЖИМАЕМОСТЬ (β) МИНЕРАЛОВ В ЕДИНИЦАХ, ОБРАТНЫХ БАРАМ

Минерал		Температура, °С	Давление, бары	$10^6\beta$	Пределы давления, бары	$-10^4 \frac{1}{\beta_0}\cdot\frac{\partial\beta}{\partial p}$	Ссылка
состав	название						
Sb_2S_3	Стибнит	0	125	1,50	50—200	. . .	8
Bi_2S_3	Бисмутит	0	125	3,32	50—200	. . .	8
C	Алмаз	25	7000	0,18	1—12000	. . .	3,32
SiO_2	Кварц	25	1	2,7	1—12000	0,17	3, 6, 8, 11
TiO_2	Рутил	25	1	0,50	1—12000	0,09	8,13
ZrO_2SiO_2	Циркон	0	125	0,86	50—200	. . .	8
PbS	Галенит	25	1	1,88	1—12000	0,09	6,8
$PbSO_4$	Англезит	0	125	1,94	50—200	. . .	8
$PbCO_3$	Церуссит	0	125	1,91	50—200	. . .	8
ZnO	Цинкит	0	125	0,78	50—200	. . .	8
ZnS	Сфалерит	25	1	1,30	1—9000	0,04	6,8
ZnS	Вюртцит	0	125	1,36	50—200	. . .	8
Ag_2S	Аргентит	25	1	2,7	1—9000	0,03	6,8
$MnCO_3$	Родохрозит	0	125	1,3	50—200	. . .	8
Fe_2O_3	Гематит	0	125	0,60	50—200	. . .	8
Fe_3O_4	Магнетит	0	125	0,55	1—12000	0,08	6,8
FeS_2	Пирит	25	1	0,70	1—12000	0,07	3, 6, 8
FeS_2	Марказит	0	125	0,82	50—200	. . .	8
FeAsS	Арсенопирит	0	125	0,99	50—200	. . .	8
$FeCO_3$	Сидерит	0	125	1,00	50—200	. . .	8
Fe_2SiO_4	Фаялит	25	7000	0,90	2000—12000	. . .	17
$FeTiO_3$	Ильменит	0	125	0,56	50—200	. . .	8
$CuFeS_2$	Халькопирит	0	125	1,29	50—200	. . .	8
CoAsS	Кобальтин	25	1	0,77	1—12000	0,09	6,8
Al_2O_3	Корунд	25	1	0,35	1—12000	. . .	8,19
$3FeO\cdot Al_2O_3\cdot 3SiO_2$	Альмандин	25	7000	0,57	1—12000	. . .	14
$3BeO\cdot Al_2O_3\cdot 6SiO_2$	Берилл	25	1	0,56	1—12000	0,09	8,11, 13
MgO	Периклаз	25	1	0,62	1—12000	0,08	8, 15

Таблица 4 *(продолжение)*

Минерал		Температура, °С	Давление, бары	$10^6\beta$	Пределы давления, бары	$-10^4\frac{1}{\beta_0}\cdot\frac{\partial\beta}{\partial P}$	Ссылка
состав	название						
Mg_2SiO_4	Оливин	25	7000	0,79	1—12000	. . .	17, 24
$3MgO \cdot Al_2O_3 \cdot 3SiO_2$	Пироп	25	1	0,55	1—12000	0,09	13
CaF_2	Флюорит	25	1	1,21	1—12000	0,13	6, 8, 11
$CaSO_4$	Ангидрит	0	125	1,84	50—200	. . .	8
$CaSO_4 \cdot 2H_2O$ . . .	Гипс	0	125	2,50	50—200	. . .	8
$3Ca_3P_2O_8 \cdot CaF_2$ . .	Апатит	25	1	1,09	1—12000	0,10	13
$CaCO_3$	Кальцит	25	1	1,36	1—12000	0,06	4, 6, 8, 11
$CaCO_3$	Арагонит	0	125	1,55	50—200	. . .	8
$3CaO \cdot Fe_2O_3 \cdot 3SiO_2$	Андрадит	25	1	0,68	1—12000	0,07	13
$3CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 3SiO_2$	Гроссуляр	25	7000	0,60	1—12000	. . .	14
$CaCO_3 \cdot MgCO_3$	Доломит	0	125	1,22	50—200	. . .	8
$CaSiO_3 \cdot MgSiO_3$.	Диопсид	25	7000	1,60	1—12000	. . .	3
$SrSO_4$	Целестин	25	1	1,56	1—12000	. . .	6,8
$SrCO_3$	Стронцианит	0	125	1,75	50—200	. . .	8
$BaSO_4$	Барит	25	1	1,77	1—12000	0,14	8,13
$BaCO_3$	Витерит	0	125	2,03	50—200	. . .	8
$LiAl(SiO_3)_2$	Сподумен	25	1	0,72	1—12000	0,08	6,13
NaCl	Галит	25	1	4,18	1—12000	0,20	4, 7, 8, 9, 10, 11
$Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 4SiO_2$	Жадеит	25	1	0,75	1—12000	. . .	14
Na_2SO_4	Тенардит	25	1	2,37	1—12000	0,20	2
KCl	Сильвин	25	1	5,65	1—12000	0,27	8, 9, 10
$K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$	Ортоклаз	25	1	2,13	1—12000	0,15	13
$KCl \cdot 2Na_2CO_3 \cdot 9Na_2SO_4$ . . .	Ганксит	25	1	2,45	1—12000	0,20	13

Таблица 4 *(продолжение)*

Минерал		Температура, °C	Давление, бары	$10^6\beta$	Пределы давления, бары	$-10^4\frac{1}{\beta_0}\cdot\frac{\partial\beta}{\partial P}$	Ссылка
состав	название						
Минералы сложного состава							
$En_{88}Fs_{12}$	Энстатит	25	7000	1,00	1—12000	. . .	3
$En_{70}Fs_{12}$	Гиперстен	25	7000	0,98	1—12000	. . .	3
$Ab_{78}An_{22}$	Олигоклаз	25	1	1,74	1—12000	0,12	3
$Ab_{48}An_{52}$	Лабрадорит	25	1	1,50	1—12000	0,13	3, 14
$Or_{91}Ab_9$	Микроклин	25	1	1,9	1—12000	0,15	3
	Флогопитовая слюда[а]	25	1	2,34	1—12000	0,17	3
	Актинолит[б]	25	7000	1,29	1—12000	. . .	3
	Авгит[в]	25	7000	1,01	1—12000	. . .	3
	Турмалин[г]	25	1	0,82	1—12000	0,07	8, 13
	Топаз[д]	25	1	0,61	1—12000	0,08	11, 13
	Опал (мексиканский)[е]	0	125	6,1	50—200	. . .	8
	Джеффрсонит[ж]	25	1	0,91	1—12000	0,12	13

En означает $MgSiO_3$; Fs — $FeSiO_3$; Ab — $Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$;
Or — $K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$; An — $CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$.

а Преимущественно $R_3Mg_3Al(SiO_4)_3$, где R означает H, K, Mg или F.

б Преимущественно $CaO \cdot 3(Mg, Fe)O \cdot 4SiO_2$.

в Преимущественно $CaSiO_3(Mg, Fe)SiO_3$ (диопсид) с Al_2O_3 и Fe_2O_3.

г Преимущественно $H_9Al_3(BOH)_2Si_4O_{19}$ с Fe, Mg, Ca, F, Na и K.

д Преимущественно $Al(F, OH)_2SiO_4$.

е Обычно $SiO_2 \cdot nH_2O$. Содержание воды колеблется от 2 до 13%, редко больше.

ж Преимущественно $CaSiO_3 \cdot (Mg, Zn, Fe, Mn)SiO_3$ с небольшим количеством Al_2O_3.

Следует отметить, что $\frac{10^4\partial(\beta/\partial P)}{\beta_0}$ является удобной единицей для измерения этого изменения, так как она представляет собой относительное уменьшение β при изменении давления на 10 000 бар.

Анализ измерений, приведенных в этой таблице, прежде всего показывает удивительно ничтожные пределы колебания этой величины для различных минералов.

Как было показано Адамсом и Вильямсоном [3], грубое приближение к величине сжимаемости силикатных минералов (за исключением чистого SiO_2) можно получить из значений, определяемых для составных окислов. Эти значения следующие: SiO_2 — 1,4; Al_2O_3 — 0,8; FeO и Fe_2O_3 — 0,5; MgO — 0,7; CaO — 0,8; K_2O и Na_2O — 6,0. Вычисления производились путем умножения молекулярного веса каждого окисла на соответствующий множитель, с последующим делением суммы этих произведений на общий молекулярный вес минерала. Эти вычисления обеспечивают точность определения сжимаемости в 10—15% (а во многих случаях значительно большую точность); они интересны тем, что показывают значительное влияние содержания Na_2O и K_2O на увеличение сжимаемости минералов.

СЖИМАЕМОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД

Методы. Для измерения сжимаемости горных пород могут быть употреблены те же самые методы, которые применялись для минералов. Следует отметить, что пьезометры того типа, которым пользовались Ричардс и Джоунс [9], а также Маделунг и Фукс [8], при испытании горных пород не применялись. Это, вероятно, объясняется тем, что указанные методы вообще не употреблялись при высоких давлениях. Теперь известно, что для точного определения изменения объема горных пород под давлением требуются значительные пределы давления.

Адамс и Вильямсон [3] обращают внимание на два приема, при помощи которых следует определять сжимаемость пористого материала, такого, как горная порода, образец которой окружен жидкостью, передающей давление. Если жидкость будет находиться в непосредственном соприкосновении с породой, она проникнет в поры и будет непосредственно действовать на отдельные зерна. Сжимаемость в этом случае будет зависеть, в основном, от сжимаемости отдельных зерен породы. Однако, если твердое тело будет покрыто тонкой непроницаемой оболочкой, например оловянной фольгой, то уменьшение объема при применении гидростатического давления будет представлять собой суммарный эффект сжимаемостей различных, упакованных вместе однородных частей твердого тела. Были произведены измерения для обоих случаев, как для заключенных в оболочку, так и не заключенных в оболочку образцов типичных горных пород. При высоких давлениях разности величин сжимаемости, полученные этими двумя методами, незначительны. Наиболее заметными они оказались при давлениях менее 1000 бар. Очевидно, что эксперименты с заключенными в оболочку образцами имеют более непосредственное отношение к упругим свойствам горных пород на значительных глубинах.

Измерение сжимаемости горных пород линейным методом, примененным с большим успехом при измерении сжимаемости отдельных кристаллов или частей отдельных кристаллов, представляло значительные трудности. Берчем и Банкрофтом [37] было показано, что для успешного применения линейного метода к горным породам испытуемые образцы должны быть заключены в оболочки. Линейное сокращение не заключенных в оболочки пористых горных пород почти всецело зависит от скелета * менее сжимаемых кристаллов. Другим существенным преимуществом заключения образца в оболочку является то, что приложенное давление в этом случае способствует улучшению упругих свойств горной породы и уменьшает, особенно при низких давлениях, влияние ее неоднородности, тогда как передача давления посредством жидкости, не имеющей препятствия для проникновения в поры, в конечном счете вызывает заметное повреждение образца.

За истекшие годы было сделано много попыток измерить сжимаемость горных пород косвенными методами, включая методы, основанные на применении негидростатических давлений. Первая удачная попытка в этом направлении была сделана Ф. Д. Адамсом и Е. Г. Кокером [1]. На основании измерений модуля Юнга и коэфициента Пуассона они вычислили различные упругие константы, как, например, модуль объемной упругости и сжимаемость. При этом они исходили из предположения об изотропности образцов. Результаты этих работ представлены в табл. 5.

Кривые *деформация — напряжение* при одностороннем давлении, полученные этими исследователями для типичных горных пород, показывают заметную величину гистерезиса. Эффект гистерезиса является обычным для кристаллических агрегатов, подвергнутых одностороннему (негидростатическому) давлению. Пределы давления в этом случае, очевидно, ограничены коэфициентом прочности материала на раздавливание.

Результаты измерения сжимаемости горных пород по методу Бриджмена (метод движущегося поршня) показаны в табл. 6. Хотя этот «объемный» метод не является таким точным, как линейный, все же он дает удовлетворительные результаты при испытании как пористых, так и непористых материалов и обладает достаточной точностью для определения сжимаемости в зависимости от изменения давления для всех горных пород, за исключением пород с очень низкой сжимаемостью. Результаты измерений для различных типов гранита, приведенные в этой таблице, относятся к образцам, заключенным в оболочки. Для других горных пород не наблюдалось больших различий при испытании объемным методом как

* Имеется в виду взаимное расположение в горной породе менее сжимаемых кристаллических зерен, между которыми находятся зерна более сжимаемых кристаллов. *(Прим. ред.)*

Таблица 5

СЖИМАЕМОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД
(негидростатическое давление; косвенный метод; ссылка 1*)

Горные породы	Давление, бары	$10^6\beta$	Пределы давления, бары
Гранит, Вестерли	300	3,2	1— 600
„ Бавено	300	3,2	1— 600
„ Петерхед	300	3,0	1— 600
„ Лили-Лейк	300	3,2	1— 600
„ Куинси	300	3,4	1— 600
„ Стенстед	300	3,7	1— 600
Нефелиновый сиенит, Монреаль	300	2,3	1— 600
Диабаз, Садбери	300	1,36	1— 600
Габбро, Нью-Глазго	300	1,5	1— 600
Анортозит, Нью-Глазго	500	1,7	1—1000
Эссексит, Маунт-Джонсон	300	2,1	1— 600
Мрамор, черный бельгийский	300	1,7	1— 600
„ Каррара	300	2,4	1— 600
„ Вермонт	300	2,7	1— 400
„ Теннесси	300	2,4	1— 600
Известняк, Монреаль	300	2,3	1— 400
Песчаник, Огайо	140	8,	1— 270
(Листовое литое стекло)	300	2,23	1— 600

* Ссылка указывает порядковый номер в списке литературы.

заключенных, так и не заключенных в оболочки образцов; результаты измерений по тем и другим образцам для всех пород, кроме гранитов, помещены в таблице без подразделения.

В табл. 7 приведены результаты измерений сжимаемости горных пород линейным методом при применении гидростатического давления. Большинство измерений произведено при низких давлениях — менее 1000 бар. Измерения Зисмана [16] производились как на заключенных в оболочки образцах горных пород (результаты показаны в таблице), так и на образцах, не заключенных в оболочки. По причинам, упомянутым выше, результаты, получаемые линейным методом для материалов, обладающих заметной пористостью, не всегда выражают истинные значения сжимаемости. Измерения Зисмана наглядно показывают аномальные значения сжимаемости, полученные линейным методом для не заключенных в оболочки образцов пород, особенно при низком давлении. Критика упомянутых результатов Зисмана была дана Горансоном [21].

Таблица 6

СЖИМАЕМОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД

(гидростатическое давление; непосредственное измерение изменения объема; пределы давления от 2000 до 12 000 бар)

Горная порода	Давление, бары	$10^6\beta$	$-10^6 \frac{1}{\beta_0} \cdot \frac{\partial \beta}{\partial P}$	Ссылка
Гранит, Вестерли	2 000	2,12	0,19	3
„ Вашингтон	2 000	2,23	0,24	3
„ Стон-Маунтин	2 000	2,06	0,17	3
Диабаз, Садбери	2 000	1,37	0,11	3
„ Палисед	2 000	1,54	0,2	3,14
„ Мериленд	2 000	1,23	0,16	14
Габбро, Нью-Глазго	2 000	1,34	0,2	3
Диабаз, Уин-Силл	2 000	1,70	0,3	14
Базальт, Нью-Джерси	2 000	2,4	0,4	3
Дунит, Бальзам-Гап	7 000	0,79	. . . .	17,24
Серпентин	2 000	1,79	0,31	3
Мрамор, Колорадо	7 000	1,37	. . . .	3
Обсидиан	2 000	2,82	0,07	2,3
Тахилит (базальтовое стекло)	7 000	1,45	. . . .	24
(Листовое литое стекло)	2 000	2,22	0,10	3

Таблица 7

СЖИМАЕМОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД

(гидростатическое давление; изменение объема определено по изменению длины)

Горная порода	Давление, бары	$10^6\beta$	Давление, бары	$10^6\beta$	Ссылка*
Кварцитовый песчаник	300	3,55	600	3,15	16
Гранит, Куинси (с глуб. 70 м)	300	3,18	600	2,55	16
„ Рокпорт	300	3,39	600	2,71	16
Норит, Френч-Крик	300	2,64	600	1,69	16
„ Садбери	300	1,75	600	1,68	16
Оливиновый диабаз	300	1,46	600	1,33	16
Мрамор, Вермонт	300	2,09	600	1,53	16
Известняк	300	2,60	600	2,40	16
„ золенгофенский (незаключенный)	6 000	1,39	. . .	. . .	5
Доломит	300	1,89	600	1,51	16
Обсидиан, Липари	300	3,01	600	3,01	16
„ Липари	5 000	2,7	. . .	. . .	28
„ о. Вознесения	5 000	2,61	. . .	. . .	12
Диабазовое стекло	5 000	1,62	. . .	. . .	20,28

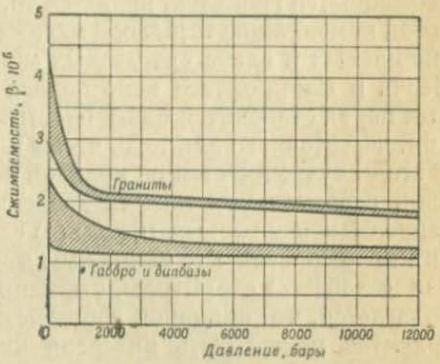
* Указывает порядковый номер в списке литературы.

Позднейшие измерения Берча и Банкрофта [37] были произведены на заключенных в оболочки образцах. Значения сжимаемости, полученные ими при 4000 бар и 30°С, показаны в табл. 8. Интересно сравнить величины, полученные объемным и линейным методами для образцов мерилендского диабаза, заключенных в оболочки и отобранных из одной и той же местности. Эти величины сжимаемости при 4000 бар соответственно будут: $1{,}19 \cdot 10^{-6}$ и $1{,}16 \cdot 10^{-6}$. Ввиду того, что эти значения отражают сжимаемости при определенном давлении, а не среднее из сжимаемостей при различных давлениях, применявшихся при экспериментах, согласованность следует считать превосходной.

Зависимость между сжимаемостью горной породы и минералов, ее образующих. Из сравнения сжимаемости различных горных пород со сжимаемостью минералов, образующих эти породы, сразу же можно видеть, что кислые породы обладают высокой сжимаемостью и состоят из минералов, также отличающихся высокой сжимаемостью. Основным породам свойственна более низкая сжимаемость и в их состав входят менее сжимаемые минералы. Это обобщение было выражено в числовой форме Адамсом и Вильямсоном [3], которые показали, что сжимаемость горной породы, за исключением случаев очень низкого давления, может быть вычислена с достаточной точностью, если известны сжимаемости каждого из образующих ее минералов. При этих вычислениях средние значения предпочтительно брать по объему, а не по весу. Было установлено, что при давлении в 10 000 бар расхождения между вычисленными и непосредственно измеренными сжимаемостями не превышают 2%. Исключение составляют породы, подвергшиеся явным изменениям. Такие изменения могли привести к уменьшению плотности структуры и тем самым к ненормально высокой сжимаемости. При весьма незначительных давлениях согласованность между наблюденной сжимаемостью и сжимаемостью, вычисленной по составляющим породу минералам, не является столь удовлетворительной, но для свежих (невыветренных) пород при давлении порядка 2000 бар расхождение между наблюденными и вычисленными значениями β составляет всего около 5%. С другой стороны, для диабаза из Палиседа (Нью-Джерси), содержащего значительное количество соссюритизированного полевого шпата, расхождение между этими двумя величинами достигает 25%. При сравнительно высоком давлении сжимаемость свежей полнокристаллической породы, несмотря на значительную пористость, является аддитивной функцией сжимаемостей минералов, образующих эту породу. Этот факт имеет большое практическое значение. Естественно предположить, что ввиду некоторых трудностей, неизбежных при непосредственном определении сжимаемости горных пород, вероятно, будет более целесообразным определять это свойство (особенно

для крупнозернистых пород) косвенным методом — по измерению сжимаемостей минералов, образующих данную породу. В связи с этим интересно отметить показанное Адамсом [25] соответствие между сжимаемостями и коэфициентами зависимости сжимаемости от давления для кристаллических соединений.

Дальнейшим следствием этого обобщения является то, что при давлениях около 2000 бар сжимаемость различных горных пород данного общего типа почти одинакова. Это можно видеть на рис. 2, который взят из статьи Адамса и Джибсона [14]. Ширина заштрихованных участков показывает диапазон отклонений, которые можно ожидать для отдельных пород данного класса. На рисунке видно нормальное увеличение сжимаемости при очень низких давлениях и относительно небольшие изменения сжимаемости при давлениях свыше 1000—2000 бар.



Р и с. 2. Сжимаемость гранитов, габбро и диабазов в зависимости от давления.

Пористость. В природе все кристаллические горные породы обладают заметной пористостью. Многие затруднения, возникающие при измерении упругих свойств пород, прямо или косвенно связаны с пористостью структуры. Поры можно разделить на 2 класса: закрытые поры или пустоты, отделенные друг от друга и от поверхности данного образца, и открытые поры, т. е. сообщающиеся с его поверхностью.

Закрытые поры сами по себе не должны оказывать заметного влияния на сжимаемость горной породы. Можно показать, что если твердое тело содержит изолированные сферические полости, доходящие до 1% от общего объема, то сжимаемость его будет, примерно, на 2% больше, чем сжимаемость аналогичного твердого тела, не имеющего пор. Породы группы габбро обычно обладают пористостью порядка 0,1% от общего объема. У гранитов пористость значительно больше, но также редко превышает 1%. Открытые промежутки, которые увеличивают пористость, образуются тонкими неровными трещинами, разделяющими различные кристаллические зерна. При измерении сжимаемости пород, подверженных гидростатическому давлению, для случая испытания образцов, не заключенных в оболочки, пористость не должна оказывать заметного влияния на величину сжимаемости. Это происходит потому, что при применении для таких образцов метода всестороннего сжатия жидкость, пере-

дающая давление, имеет возможность свободно проникать в поры. Как было сказано выше, применение линейного метода для определения сжимаемости не заключенных в оболочки образцов пористых пород встречает значительные затруднения.

Гранитные породы, в целом, являются относительно пористыми и при низких давлениях в большинстве случаев обнаруживают аномалию упругих свойств. Такая аномалия для различных материалов, обладающих примерно одинаковой пористостью, более обычна для структур, образованных соединением двух или более кристаллических компонентов. Как показали Адамс и Вильямсон [3], существенной причиной, лежащей в основе специфических особенностей гранитов, является то, что такие породы представляют собой комбинацию твердых и мягких минералов, или, точнее, сильно сжимаемых и слабо сжимаемых минеральных зерен. Исследования Берча и Банкрофта [37] ясно показали, что упругое поведение горных пород становится более простым только при применении давления, достаточного для того, чтобы плотно сжать минеральные зерна. В этом случае имеется по крайней мере два фактора, обусловливающих, особенно при низких давлениях, аномальное упругое поведение обычных горных пород: (1) сложное распределение напряжений по отношению к отдельным минеральным зернам и (2) начальная «слабость» структуры, вызываемая разными причинами. Предполагается, что причиной пористости и недостаточной компактности гранитов может быть инверсия кварца, происходящая при 575° и сопровождающаяся значительным изменением объема.

Влияние температуры. Удовлетворительных определений изменения сжимаемости горных пород в зависимости от температуры немного. Берчу и Лоу [28], а также Берчу и Дау [29] удалось измерить сжимаемость некоторых материалов, в том числе образца диабаза из Вайнл-Хевн, при давлениях до 10 000 бар и температурах до 500°. Однако теперь известно, что результаты измерений, полученные при испытании не заключенного в оболочку образца диабаза, не представляют истинную сжимаемость породы. Возможно, что и полученный при этом температурный коэфициент сжимаемости также нуждается в пересмотре. Измерения, произведенные Берчем и Лоу на образцах обсидиана и диабазового стекла, не являются предметом такой неуверенности, которая возникает только по отношению к кристаллическим агрегатам. Установлено, что сжимаемость обсидиана с увеличением температуры сначала увеличивается и достигает максимума примерно при 150°. При дальнейшем увеличении температуры сжимаемость уменьшается. Таким же свойством обладает диабазовое стекло, максимальная сжимаемость которого наблюдается при температуре около 175°. Во всех экспериментах силикатное стекло характеризуется неуклонным уменьшением сжимаемости при увеличении температуры.

Другие промышленные стекла обнаруживают различное поведение в отношении температурного коэфициента сжимаемости. В настоящее время наша осведомленность о влиянии температуры на сжимаемость горных пород очень ограничена. К счастью, метод и аппаратура для определения этой важной характеристики были усовершенствованы, и в ближайшем будущем по этому вопросу, вероятно, будут получены дополнительные ценные сведения.

Сравнительная сжимаемость стекловатых и кристаллических горных пород. Повидимому, сжимаемость жидкости всегда выше сжимаемости кристаллического твердого тела того же состава и при той же температуре и давлении. Если стекло рассматривается как переохлажденная жидкость (это верно по отношению к некоторым, но не ко всем типам стекла), то становится понятным, что сжимаемость стекловатой породы должна быть выше сжимаемости кристаллической породы того же состава. В связи с этим следует отметить, что за редкими исключениями плотности стекол и жидкостей меньше плотности соответствующих кристаллов, следовательно, удельный объем кристаллов выше. Однако никакого количественного соответствия между удельным объемом и сжимаемостью не существует. Для обсидиана при относительном увеличении объема на 10% сжимаемость увеличивается на 40%. С другой стороны, сжимаемость кварцевого стекла [2,12,28,29] на 15% больше сжимаемости кварца, а удельный объем превышает удельный объем кварца на 20%. Сжимаемость тахилита примерно на 25% больше сжимаемости химически аналогичного диабаза.

МОДУЛЬ СДВИГА И КОЭФИЦИЕНТ ПУАССОНА

Методы и результаты. В то время как понятие сжимаемости или объемной упругости может быть свободно применено к неизотропным веществам или агрегатам, так же как к жидкостям и истинно изотропным твердым веществам, другие характеристики упругости, такие, как модуль сдвига и коэфициент Пуассона, непосредственно применимы только к изотропным материалам, подобным стеклу, или псевдоизотропным твердым телам, таким, как кристаллические агрегаты. Для измерения модуля сдвига пород существуют два основных типа методов. Измерения Адамса и Кокера [1], уже упомянутые в связи с определением сжимаемости горных пород, дают также сведения о модуле сдвига и коэфициенте Пуассона. Позднее подобные статические и косвенные методы применял Зисман [38], а Иде [22,23] произвел сравнения упругих констант, полученных статическим и динамическим методами.

Такие измерения, хотя и полезные для некоторых целей, все же не совсем применимы при изучении упругого режима горных пород на больших глубинах: 1) вследствие относительно небольших пре-

делов применяемых давлений и 2) вследствие существенного изменения упругого поведения образцов при испытании в условиях гидростатического давления. Берч [27], а также Берч и Банкрофт [37] разработали динамический метод, посредством которого они измерили скорость волн сдвига в различных горных породах при температурах от 30 до 100° и при гидростатическом давлении до 4000 бар. Образец цилиндрической формы приводился в колебательное движение посредством скручивающих усилий, приложенных к одному концу. Определение частоты колебаний, соответствующей резонансу, дает простой способ вычисления скорости волн сдвига, а тем самым и модуля сдвига для данного материала. Коэфициент Пуассона вычислялся по результатам этих измерений с привлечением данных об отдельных измерениях сжимаемости. Результаты вычислений приведены в табл. 8. Значения β для кварцитового песчаника и мрамора, приведенные в этой таблице, были получены другими исследователями. Упомянутые измерения модуля сдвига пород имеют очень важное значение. Они впервые дали нам точное представление о сопротивлении сдвигу различных типов горных пород, находящихся в условиях значительных глубин.

Таблица 8

УПРУГИЕ КОНСТАНТЫ И СКОРОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ УПРУГИХ ВОЛН В РАЗЛИЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОДАХ ПРИ ДАВЛЕНИИ 4000 БАР И ТЕМПЕРАТУРЕ 30° С
(по Берчу и Банкрофту)

Горная порода	$10^6\beta$	$10^6\mu$	σ	V_p, км/сек.	V_s, км/сек.
Кварцитовый песчаник	$(24{,}0)\cdot 10^{-1}$	$4{,}28\cdot 10^{-1}$	0,118	6,08	4,00
Известняк, Золенгофен	21,4	2,47	0,276	5,54	3,08
Мрамор, Вермонт	(13,9)	3,33	0,299	6,51	3,49
Гранит, Куинси 1	19,2	3,45	0,229	6,08	3,61
„ Рокпорт	18,5	3,36	0,243	6,24	3,59
Сиенит, Онтарио	16,9	3,15	0,274	6,05	3,36
Норит, Садбери 2	14,4	3,81	0,268	6,49	3,65
Диабаз, Вайнл-Хевн	11,7	4,46	0,277	6,97	3,88
„ Мериленд	11,6	4,42	0,281	6,96	3,83
Габбро, Меллен	11,4	4,00	0,302	6,96	3,71
„ Френч-Крик	11,3	4,80	0,270	7,15	3,98
Пироксенит, гиперстеновый .	9,6	6,86	0,230	7,83	4,58
„ бронзитовый . .	8,9	6,80	0,249	7,86	4,55
Дунит	8,3	6,84	0,262	8,05	4,57

Зависимость от температуры и давления. Модуль сдвига для кристаллических пород с увеличением давления растет сначала быстро, а затем более медленно. Модуль сдвига для металлов, как

показал Бриджмен [26], обычно увеличивается с давлением. Здесь мы опять встречаемся с примером аномального поведения горных пород под давлением менее 1000 бар. Средний коэфициент давления для этого модуля при испытании различных пород при давлениях от 1000 до 2000 бар находился в пределах от 4 миллионных до 80 миллионных на бар. При давлениях от 3000 до 4000 бар коэфициент давления для тех же пород колеблется от 1 миллионной до 20 миллионных на бар.

С другой стороны, модуль сдвига обычно уменьшается с увеличением температуры. Для различных горных пород наблюденный температурный коэфициент модуля сдвига заключен в пределах от 100 до 300 миллионных на градус. В то время, как коэфициент давления для кислых и основных пород в среднем почти одинаков, температурный коэфициент неуклонно увеличивается с увеличением основности. Для обсидиана и стекла пирекс была обнаружена аномалия. Модуль сдвига для них в пределах от 30 до 100° увеличивается с увеличением температуры.

СКОРОСТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН, ВЫЧИСЛЕННЫЕ ПО КОЭФИЦИЕНТАМ УПРУГОСТИ

Скорость распространения продольных волн (V_p) и скорость распространения поперечных волн (V_s) связаны с коэфициентами упругости и плотностью материала, через который они распространяются, следующими соотношениями:

$$V_p = \sqrt{\frac{k + \frac{4\mu}{3}}{\rho}}, \tag{9}$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}, \tag{10}$$

где ρ — плотность. Строго говоря, сжимаемость (величина, обратная k), приведенная в уравнении (9), должна быть адиабатической, а не изотермической (обычно измеряемой) сжимаемостью. Однако разница между величинами этих двух сжимаемостей для горных пород не слишком превышает ошибки измерения, и поэтому обычно пренебрегают этой разницей и пользуются значениями изотермической сжимаемости без внесения поправок. Если бы коэфициент Пуассона сохранял постоянное значение для всех твердых тел, тогда зависимость между k и μ была бы постоянной. Например, при $\sigma = 0{,}27$, $\mu = 0{,}543\ k$. Заметив, что по сейсмическим данным на глубинах больших, чем, примерно, 50 км σ остается величиной почти постоянной и равной 0,27, Адамс и Вильямсон [3] применили результаты своих измерений коэфициента сжимаемости для вычис-

ления как модуля сдвига горных пород, так и скоростей продольных и поперечных волн. Для типичных гранитов при давлении 2000 бар и обычной температуре они получили $V_p = 5{,}6$ км/сек. В настоящее время известно, что на сравнительно небольших глубинах σ меньше 0,27; так на глубине 10 км, вычисленный по последним сейсмическим данным, коэфициент Пуассона равен 0,20, а на глубине 30 км — 0,25.

Даже небольшая погрешность, допущенная при определении σ, будет иметь существенное влияние на результаты вычисления скоростей сейсмических волн, когда эти вычисления основаны только на измерениях сжимаемости. Так, например, при изменении σ от 0,27 до 0,26, V_p увеличивается на 1%, а V_s — на 2,5%, тогда как сжимаемость остается неизменной. Берч и Банкрофт [37] отмечают, что измерения коэфициентов упругости кварца, проведенные Фойхтом, показывают, что для агрегатов чистого кварца σ должен быть равен 0,07. Полученное Берчем и Банкрофтом среднее значение σ для гранитов равно 0,236. Обнаружено, что для диабаза, а также норита и сиенита, величина σ мало отличается от 0,275. Небольшая величина σ, установленная для гранитов, несомненно обязана присутствию в породе кварца.

По измерениям Берча и Банкрофта [37], скорости продольных волн для двух разновидностей гранита при давлении 4000 бар и температуре 30° оказались равными 6,1 и 6,2 км/сек. Температурный коэфициент сжимаемости гранитов еще не определен, но представляется мало вероятным, чтобы поправки к константам упругости применительно к средней температуре, свойственной гранитному слою Земли, снизили упомянутые выше скорости более, чем на несколько процентов. Скорости, полученные Берчем и Банкрофтом для гранита, значительно выше скоростей, полученных Адамсом и Вильямсоном. Различие вызвано, во-первых, небольшим значением σ по сравнению с его значением, принятым Адамсом и Вильямсоном, и, во-вторых, сравнительно малым β, установленным Берчем и Банкрофтом для гранитов. На основании сейсмических наблюдений установлено, что для слоя мощностью 10—15 км, лежащего непосредственно под поверхностным слоем осадочных пород, V_p равна 5,5 км/сек. С другой стороны, тщательные наблюдения Лита [30,31,39], а также Вуда и Рихтера [40] над скоростями продольных волн при взрывах в карьерах показали, что в граните скорость равна 6,0 км/сек. Здесь мы встречаемся с загадочной картиной. Общее влияние давления сказывается в увеличении скорости волн, особенно для условий гранитного слоя (умеренные давления), и на значительной глубине следовало бы ожидать более высокую скорость, чем вблизи поверхности. Следует также отметить, что значение σ, полученное по сейсмическим данным (0,20), значительно меньше его величины, найденной Берчем и Банкрофтом для гранитов. Несмотря на трудность согласования значений скоростей,

полученных различными путями, нет оснований отказываться от предположения о повсеместном существовании гранитной оболочки, непосредственно залегающей под осадочными породами. То же самое относится и к поперечным волнам. На основании сейсмических наблюдений V_s равна 3,36 км/сек., тогда как по наблюдениям над взрывами в карьерах эта скорость равна 3,5 км/сек. Берч и Банкрофт своими лабораторными измерениями установили, что для гранитов при давлении 3000 бар и температуре 290° V_s равна 3,53 км/сек. Давление и температура, при которых производились эти опыты, повидимому, представляют приблизительно среднее давление и температуру в гранитном слое. Эти авторы допускают, что образцы гранита, исследованные до настоящего времени, не представляют полностью всех гранитных пород и что волны, распространяющиеся в «гранитном слое», возможно, также проходят через значительные толщи метаморфических пород.

В «промежуточном» слое, мощностью около 25 км, лежащем непосредственно под гранитным слоем, V_p, найденное из сейсмических наблюдений, равно приблизительно 6,3 км/сек. По ранним измерениям Адамса и Вильямсона значение V_p было вычислено равным 6,9. Более поздние измерения упругих констант при 10 000 бар и комнатной температуре, проведенные Адамсом и Джибсоном [14] для четырех образцов диабаза, дали значения V_p, колеблющиеся от 6,6 до 7,2 км/сек. Эти результаты можно сравнить с подсчетами Берча и Банкрофта, которые для двух образцов диабаза, испытывавшихся при давлении 4000 бар и температуре 30° нашли для V_p значения, равные 6,96 и 6,97 км/сек. Приводя результаты измерений к давлению 8000 бар и температуре 720° С, Берч и Банкрофт подсчитали скорость поперечных волн (V_s), которая для этих условий оказалась равной 3,7 км/сек. Сравнивая эти результаты с величинами 6,3 и 3,65, которые представляют собой соответственно значения V_p и V_s, найденные по сейсмическим данным для промежуточного слоя, можно заметить, что хотя полученный результат для V_s и совпадает с V_s для диабаза, т. е. дает основание предполагать диабазовый состав промежуточного слоя, однако результат для V_p не совпадает с V_p для диабаза, если только не предположить очень высокого температурного коэфициента. Более поздние определения V_p и V_s, произведенные по сейсмическим данным для вещества, залегающего непосредственно под промежуточным слоем, дали величины, соответственно равные 7,8 и 4,35 км/сек. Из измерений на образце дунита (оливиновая порода) Адамс и Джибсон [24] сделали вывод, что при давлении 1000 бар и комнатной температуре V_p в этом материале равна 8,2 км/сек. Результаты, полученные Берчем и Банкрофтом для дунита при давлении в 4000 бар и комнатной температуре, дают значения $V_p = 8{,}1$ км/сек. Путем экстраполяции своих измерений до 12 000 бар и 960° эти авторы получили значение V_s, равное 4,1 км/сек.

При современном состоянии науки, повидимому, для рассматриваемого слоя нельзя установить полного соответствия между скоростями, полученными по сейсмическим данным, и скоростями, определенными лабораторным путем для пироксенита или дунита, которые, не считая малораспространенного эклогита, представляют собой единственные типы пород, упругие волны в которых распространяются с достаточно большими скоростями, удовлетворяющими требованиям сейсмологии. Кажется, однако, что не существует таких измерений, которые служили бы серьезным противоречием первоначальному выводу Адамса и Вильямсона о том, что лежащие под земной корой породы являются ультраосновными.

Скорости сейсмических волн в стекловидном базальтовом слое можно получить из значений сжимаемости для тахилита, найденных Адамсом и Джибсоном [14], и из значений, найденных Берчем и Лоу [28] для стекла, полученного плавлением диабаза.

Берч и Банкрофт указывают, что при $\sigma = 0{,}23$ значения V_p и V_s будут соответственно равны 6,8 и 4,0 км/сек. для тахилита и 6,5 и 3,5 км/сек. для диабазового стекла.

Ясно, что попытки изучения свойств материала на различных глубинах, исходя из данных для известных типов пород, продолжают выдвигать много интересных проблем. В итоге проведенных экспериментов были достигнуты значительные успехи и разрешены некоторые неясности. Однако необходимы аналогичные дополнительные измерения на многих других образцах пород и в более широких пределах изменения температур.

ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ II

1. *Adams, F. D., Coker, E. G.* Carnegie Inst. Washington Pub., **46**, 1—69 (1906).
2. *Adams, L. H., Gibson, R. E.* Washington Acad. Sci. Jour., **21**, 381—390 (1931).
3. *Adams, L. H., Williamson, E. D.* Franklin Inst. Jour., **195**, 475 (1923).
4. *Adams, L. H., Williamson, E. D., Johnston, John.* Am. Chem. Soc. Jour., **41**, 12 (1919).
5. *Bridgman, P. W.* Am. Jour. Sci., **7**, 81 (1924).
6. *Bridgman, P. W.* Am. Jour. Sci., **10**, 483 (1925).
7. *Essex, H.* Zeitschr. anorg. Chemie, **88**, 189—233 (1914).
8. *Madelung, E., Fuchs, R.* Ann. Physik, **65**, 289—309 (1921).
9. *Richards, T. W., Jones, G.* Am. Chem. Soc. Jour., **31**, 158 (1909).
10. *Slater, J. C.* Phys. Rev., **23**, 488—500 (1924).
11. *Voigt, W.* Ann. Physik., **31**, 474, 701 (1887); **34**, 981 (1888); **35**, 642 (1888); **39**, 412 (1890).
12. *Bridgman, P. W.* Am. Jour. Sci., **10**, 359—367 (1925).
13. *Bridgman, P. W.* Am. Jour. Sci., **15**, 287—296 (1928).
14. *Adams, L. H., Gibson, R. E.* Nat. Acad. Sci. Proc., **15**, 713—724 (1929).
15. *Bridgman, P. W.* Am. Acad. Arts Sci. Proc., **67**, 345—375 (1932).

16. *Zisman, W. A.* Nat. Acad. Sci. Proc., **19**, 666—679 (1933).
17. *Adams, L. H.* Beitr. Geophysik, **31**, 315—321 (1931).
18. *Emerson, W. B.* Bur. Standards Jour. Res., **18**, 683—712 (1937).
19. *Bridgman, P. W.* Am. Acad. Arts Sci. Proc., **68**, 27—93 (1933).
20. *Bridgman, P. W.* Am. Acad. Arts Sci. Proc., **70**, 285—317 (1935).
21. *Goranson, R. W.* Washington Acad. Sci. Jour., **24**, 419—428 (1934).
22. *Ide, J. M.* Rev. Sci. Instr., **6**, 296—298 (1935).
23. *Ide, J. M.* Nat. Acad. Sci. Proc., **22**, 81—92, 482—496 (1936).
24. *Adams, L. H., Gibson, R. E.* Nat. Acad. Sci. Proc., **12**, 275—283 (1926); Beitr. Geophysik, **15**, 241—250 (1926).
25. *Adams, L. H.* Washington Acad. Sci. Jour., **17**, 529—533 (1927).
26. *Bridgman, P. W.* Am. Acad. Arts Sci. Proc., **64**, 39—49 (1929).
27. *Birch, F.* Jour. Applied Physics, **8**, 129—133 (1937).
28. *Birch, F., Law, R. R.* Geol. Soc. America Bull., **46**, 1219—1249 (1935).
29. *Birch, F., Dow, R. B.* Geol. Soc. America Bull., **47**, 1235—1255 (1936).
30. *Leet, L. D., Ewing, W. M.* Physics, **2**, 160—173 (1932).
31. *Leet, L. D.* Physics, **4**, 375—385 (1933).
32. *Adams, L. H.* Washington Acad. Sci. Jour., **11**, 45—50 (1921).
33. *Bridgman, P. W.* Am. Acad. Arts Sci. Proc., **49**, 1—114 (1913).
34. *Cowper, A. D., Tammann, G.* Zeitschr. physikal. Chemie, **68**, 281—288 (1909).
35. *Parsons, C. A., Cook, S. S.* Royal Soc. (London) Proc., **85**, 332—348 (1911).
36. *Bridgman, P. W.* Am. Acad. Arts Sci. Proc., **58**, 165—242 (1923).
37. *Birch, F., Bancroft, D.* Jour. Geology, **46**, 59—88, 113—142 (1938).
38. *Zisman, W. A.* Nat. Acad. Sci. Proc., **19**, 653—665 (1933).
39. *Leet, L. D.* Seismol. Soc. America Bull., **26**, 129—145 (1936).
40. *Wood, H. O., Richter, C. F.* Seismol. Soc. America Bull., **23**, 95—110 (1933).

ГЛАВА III

ЗЕМНАЯ КОРА И ЕЕ ОТНОШЕНИЕ К ВНУТРЕННИМ ЧАСТЯМ ЗЕМЛИ*

Г. С. ВАШИНГТОН

Нам много известно о коре Земли и очень мало о той части, которая лежит глубоко под ее поверхностью. Данные, которыми мы располагаем о внутренних частях Земли, в значительной степени основаны на результатах изучения состава и физического состояния земной коры. Наоборот, для того чтобы как следует понять строение коры и ее связь с Землей в целом, нужно иметь некоторые знания о том, что находится под корой, ибо у нас есть много оснований полагать, что кора и глубины Земли генетически связаны между собой, так что в познании одного должно помочь познание другого.

Соотношение коры с внутренними частями Земли возбуждало интерес ранних философов, которые размышляли о том, что поддерживает известную или видимую «Землю»: широкие ли плечи гиганта, слон, стоящий на черепахе, или «воды под Землей». В более близкое к нам время появилось представление о том, что Земля состоит из тонкой твердой коры охлажденного материала, покрывающего и плавающего на жидких, все еще расплавленных, материалах внутренних частей Земли. Это мнение было естественным результатом небулярной гипотезы Канта и Лапласа, которая продержалась почти до наших дней. Подтверждением справедливости этого взгляда на строение Земли и, по существу, доказательством его являлось извержение вулканов и излияние лавы на поверхность, наличие большого количества интрузивных изверженных пород в земной коре, существование горячих источников и увеличение температуры с глубиной, причем геотермический градиент оказался таким, что при линейной экстраполяции его на глубину приходилось допускать, что все породы обязательно должны быть расплавленными на глубине нескольких десятков километров от поверхности. Считали также, что такое строение Земли необходимо для объяснения тех глубинных движений и дислокаций, которым подвергалась земная кора. Одним из последних сторонников этой доктрины был англичанин Осмонд Фишер [1], который определил, что мощность твердой коры составляет около 40 км.

---

* Эта рукопись была подготовлена к печати доктором Вашингтоном незадолго до его смерти. Затем она была пересмотрена, сокращена и переработана Л. Г. Адамсом. В дальнейшем для того, чтобы увязать ее с проблемами, обсуждаемыми в этой книге, она снова была просмотрена.

Однако теперь от этой точки зрения почти совершенно отказались, хотя термин *земная кора*, возникший в результате этой теории, все еще существует для обозначения самого верхнего твердого слоя Земли. Главной причиной, заставившей нас отказаться от этой теории, является то, что при том строении Земли, какое предполагается по этой теории, т. е. при наличии сравнительно тонкой коры, последняя не смогла бы противостоять разрушительным силам приливов, вызываемых Луной и Солнцем, или деформирующим силам, возникающим в результате прецессии и нутации полюсов. Хопкинс был первым, кто в 1839 г. привел доказательства, опровергающие существовавшее мнение. Его доказательства были основаны на прецессии и нутации, а Кельвин в 1862 г. привел данные, основанные на изучении приливов *. Рош [2] математически доказал, что такое строение Земли несовместимо с величиной осевого сжатия Земли и с величиной прецессии. Еще одним более поздним аргументом, опровергающим эту теорию, было соображение о том, что поскольку породы при расплавлении расширяются, то колоссальные давления в недрах должны были бы сделать их твердыми, даже если температура недр намного превышает температуру плавления горных пород (при атмосферном давлении). Кроме того, поперечные волны землетрясений, о которых мы будем говорить позднее, не способны проходить через жидкость. Имеется еще много других доказательств против теории, полагающей существование тонкой коры, покоящейся на истинно жидком основании.

В результате всех этих доказательств как геологи, так и геофизики отказались от прежнего представления о строении Земли, хотя оно все еще довольно популярно среди широких масс населения.

Согласно существующему теперь мнению, Земля в основном твердая (по крайней мере до своего ядра) и неоднородная, причем ее состав, характер и состояние материала сильно меняются от поверхности к центру. Некоторые из этих изменений мы рассмотрим в этой главе.

Хотя все геофизики теперь согласны с тем, что по направлению от поверхности к центру состав, характер и состояние материала Земли меняется, однако еще существует некоторая неуверенность и значительные разногласия по поводу отдельных деталей. Мнения, например, расходятся относительно числа и мощности различных оболочек Земли и о том, совершается ли переход от одной оболочки к другой постепенно, или оболочки резко разграничены разрывами непрерывности свойств.

Термины, которыми мы сейчас пользуемся для обозначения различных подразделений, не вполне удовлетворительны, так как они не отличаются систематичностью, не связаны друг с другом, а некоторые из них даже двусмысленны. Так, например, термин *кора*

* Эти данные обсуждаются Фишером (ссылка 1, гл. III).

используется в нескольких смыслах и для различной мощности верхнего слоя Земли. Термин *литосфера* применяется к каменной части Земли как внутри планеты, так и в ее наружной коре. Термин *центросфера* обычно употребляется для обозначения всего вещества, находящегося под наружной корой, хотя в истинном значении его следовало бы применять только по отношению к ядру или к области центра Земли.

Лучше было бы применять термины: *центросфера* для ядра, *мезосфера* для промежуточной оболочки и *перисфера* для самых верхних слоев коры. Перисферу можно было бы подразделить на *эпиперисферу* (наружную доступную часть) и *гипоперисферу* (часть, недоступную нашим наблюдениям). Однако, принимая во внимание, что старые термины широко распространены, а также то, что они приняты в этой книге, мы будем употреблять здесь термины *кора, оболочка Земли* и *материковые слои* для этих трех важных подразделений Земли. Вместо термина *материковые слои* будет употребляться термин *кора*, когда нужно будет подчеркнуть кристаллическое состояние материала.

КОРА ЗЕМЛИ

Как уже говорилось, термин *кора* возник в те времена, когда считали, что Земля состоит из тонкой твердой оболочки, покоящейся на расплавленной жидкой массе более глубоких частей Земли. Теперь этот термин употребляется для обозначения самой наружной, периферической и, конечно, твердой части земного шара. Она состоит, главным образом, из изверженных пород и тонкого покрова осадочных отложений. Местами как изверженные, так и осадочные породы под действием давления и других причин превратились в метаморфические породы. Если говорить о строении Земли в целом, то осадочные и метаморфические породы играют чрезвычайно малую роль, как бы ни было велико их значение для проблем общей геологии.

Кларк [3] определил распространенность горных пород, составляющих наружный слой земной коры, мощностью в 16 км. Согласно его данным, изверженные породы составляют 95,0%, сланцы — 4,0%, песчаники — 0,75%, известняки — 0,25%. Такие образования, как угольные пласты, отложения соли, или скопления руд не имеют большого значения при изучении химического состава земной коры в целом (хотя с других точек зрения их присутствие чрезвычайно важно), а поверхностным слоем рыхлой почвы вообще можно пренебречь.

Изверженными породами называются породы, затвердевшие из расплавленного или, лучше сказать, жидкого вещества, так как термин *расплавление* подразумевает, что вещество вначале имело твердое состояние. Жидкое вещество, которое при затвердевании

образует горную породу, обычно называется *магмой*. Этот термин широко используется в петрографии. Магма подымается снизу с неизвестной нам глубины, хотя у нас есть основания полагать, что во многих случаях место ее образования находится не очень глубоко. Также мы не знаем, подымается ли она под действием давления из расплавленных частей Земли, которые в действительности являются твердыми, но потенциально жидкими, или она, в основном, происходит из «резервуаров» жидкой магмы.

Изверженную магму можно сравнить, как обычно это и делают, со сложным раствором солей в воде. Эта мысль, которая была впервые высказана в 1861 г. Бунзеном, имеет важное значение и очень помогла нам при изучении происхождения, образования и строения изверженных пород.

Интересно отметить, что хотя нам известно около 1000 различных минералов, число минералов, составляющих преобладающее большинство изверженных пород (свыше 99% по их весу), очень невелико. В самом деле, действительно важных породообразующих минералов, особенно слагающих изверженные породы, насчитывается только около дюжины, а именно: *а)* кварц, т. е. кремнекислота; *б)* полевые шпаты, т. е. алюмосиликаты калия, натрия и кальция, среди которых различают калиевый алюмосиликат — ортоклаз; натриевый алюмосиликат — альбит и кальциевый алюмосиликат — анортит, образующие изоморфные смеси; *в)* пироксены — метасиликаты кальция, магния и железа, в некоторых случаях содержащие алюминий и натрий; *г)* амфиболы, по своему химическому составу близкие к пироксенам, но отличающиеся формой кристаллов и другими признаками; *д)* слюды, принадлежащие к алюмосиликатам и большей частью представленные калиевым алюмосиликатом — мусковитом, или калий, железо и магний содержащим алюмосиликатом — биотитом; для обеих слюд характерно содержание гидроксила; *е)* оливины — ортосиликаты железа и магния; *ж)* нефелин — ортосиликат натрия и алюминия; *з)* лейцит — метасиликат калия и алюминия; *и)* магнетит или магнитный железняк — соединение окиси и закиси железа, часто содержащее титан, и, наконец, *к)* апатит — фосфат кальция, содержащий немного фтора или хлора. Последние два присутствуют почти во всех горных породах, но в очень малых количествах.

Средний состав изверженных пород. Повидимому, Кларк [5,6] был первым, кто попытался определить средний химический состав доступной нашему наблюдению части земной коры. Позднее он сам и ряд других исследователей, например, Харкер, Меннелл, Нопф, Мид и Вашингтон опубликовали новые данные *, мало отличающиеся друг от друга.

* Литературу смотри в ссылке 3.

Правильное определение среднего химического состава изверженных пород — далеко не такая простая задача, как это может показаться с первого взгляда. Во-первых, мы имеем лишь ограниченные познания о точном химическом составе изверженных пород многих районов Земли. Это относится к таким большим континентам, как Азия, Южная Америка, а также Африка и Австралия.

Все, что мы о них в большинстве случаев знаем, касается лишь пород, залегающих недалеко от побережий. Породы, встречающиеся во внутренних частях этих материков, известны нам очень поверхностно. Такое же незнание, полное или частичное, мы обнаруживаем и в отношении таких стран, как Китай, Аравия и даже Бразилия, Индия, Египет и Испания, для которых количество анализов совершенно не соответствует количеству и массе изверженных пород, распространенных, как нам известно, в этих странах.

Второй неутешительный факт, который часто выдвигается как аргумент против ценности и показательности определений среднего состава горных пород, заключается в том, что истинные количественные соотношения различных горных пород, вследствие особенностей выбора материала для анализов, должным образом не выявляются. Очень часто петрограф охотнее анализирует редкие и более интересные типы пород, чем те, которые в описываемом районе имеют значительное распространение и более обычны по своему характеру.

И хотя со специальной точки зрения это вполне правильно, однако при определении состава земной коры в целом такой отбор, несомненно, может повлечь серьезные искажения. И это именно так, поскольку большинство интересных типов пород развиты значительно меньше, чем обычные породы, и поэтому определение среднего состава коры на основе имеющихся анализов приводит к искажению действительных пропорций.

Хотя эти возражения очень серьезны, тем не менее они преодолимы. Имеются некоторые факторы, на которых мы здесь не останавливаемся, позволяющие уменьшить упомянутые погрешности и увеличить вероятность того, что общее среднее большого числа анализов будет представлять собой состав наружной части Земли.

Основой для последних определений является обширная коллекция из 8602 анализов горных пород, собранная и опубликованная Вашингтоном [7]. На основании 5159 анализов из этой коллекции Кларк и Вашингтон [8] вывели средний состав изверженных пород, приведенный в табл. 9. Из этой таблицы видно, что кремнезем является самым распространенным окислом в земной коре. На втором месте стоит окись алюминия, встречающаяся в значительно меньшем количестве. Первые девять окислов (от кремнезема до воды) составляют 98% от общего состава земной коры.

Таблица 9

СРЕДНИЙ ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД
(в весовых процентах)

SiO_2	59,12	S	0,052
Al_2O_3	15,34	$(Ce, Y)_2O_3$	0,020
Fe_2O_3	3,08	Cr_2O_3	0,055
FeO	3,80	V_2O_3	0,029
MgO	3,49	MnO	0,124
CaO	5,08	NiO	0,025
Na_2O	3,84	BaO	0,055
K_2O	3,13	SrO	0,022
H_2O	1,15	Li_2O	0,007
CO_2	0,102	Cu	0,010
TiO_2	1,050	Zn	0,004
ZrO_2	0,039	Pb	0,002
P_2O_5	0,299		
Cl	0,048		100,00
F	0,030		

По содержанию породообразующих минералов «средняя» порода, распространенная у поверхности Земли, имеет, приблизительно, состав, показанный в табл. 10. По своему среднему химическому составу кора в целом соответствует граниту или гранодиориту.

Таблица 10

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ СРЕДНЕЙ ИЗВЕРЖЕННОЙ ПОРОДЫ
(в весовых процентах)

Кварц	11
Андезин	47
Ортоклаз	16
Роговая обманка, Биотит	20
Магнетит	5
Апатит	1
	100

Табл. 11 и 12 иллюстрируют среднее содержание химических элементов в изверженных породах. Из известных 92 элементов здесь перечислены 75. Из табл. 11 мы видим, что самый распространенный элемент земной коры — кислород — составляет почти поло-

Таблица 11

СРЕДНИЙ СОСТАВ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД
(основные и обычные элементы; в весовых процентах)

Кислород	46,59
Кремний	27,72
Алюминий	8,13
Железо	5,01
Кальций	3,63
Натрий	2,85
Калий	2,60
Магний	2,09
Титан	0,63
Фосфор	0,13
Водород	0,13
Марганец	0,10
Сера	0,052
Барий	0,050
Хлор	0,048
Хром	0,037
Углерод	0,032
Фтор	0,030
Цирконий	0,026
Никель	0,020
Стронций	0,019
Ванадий	0,017
Церий, иттрий	0,015
Медь	0,010
Уран	0,008
Вольфрам	0,005
Литий	0,004
Цинк	0,004
Ниобий, тантал	0,003
Гафний	0,003
Торий	0,002
Свинец	0,002
Кобальт	0,001
Бор	0,001
Бериллий	0,001
	100,000

Таблица 12

СРЕДНИЙ СОСТАВ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД
(менее обычные и редкие элементы)

Церий, иттрий	$1{,}5 \cdot 10^{-4}$
Медь	$1 \cdot 10^{-4}$
Уран	$8 \cdot 10^{-5}$
Вольфрам	$5 \cdot 10^{-5}$
Литий	$4 \cdot 10^{-5}$
Цинк	$4 \cdot 10^{-5}$
Ниобий, тантал	$3 \cdot 10^{-5}$
Гафний	$3 \cdot 10^{-5}$
Торий	$2 \cdot 10^{-5}$
Свинец	$2 \cdot 10^{-5}$
Кобальт	$1 \cdot 10^{-5}$
Бор	$1 \cdot 10^{-5}$
Бериллий	$1 \cdot 10^{-5}$
Молибден	$n \cdot 10^{-6}$
Рубидий	$n \cdot 10^{-6}$
Мышьяк	$n \cdot 10^{-6}$
Олово	$n \cdot 10^{-6}$
Бром	$n \cdot 10^{-6}$
Цезий	$n \cdot 10^{-7}$
Скандий	$n \cdot 10^{-7}$
Сурьма	$n \cdot 10^{-7}$
Кадмий	$n \cdot 10^{-7}$
Ртуть	$n \cdot 10^{-7}$
Иод	$n \cdot 10^{-7}$
Висмут	$n \cdot 10^{-8}$
Серебро	$n \cdot 10^{-8}$
Селен	$n \cdot 10^{-8}$
Платина	$n \cdot 10^{-9}$
Теллур	$n \cdot 10^{-9}$
Золото	$n \cdot 10^{-9}$
Иридий	$n \cdot 10^{-10}$
Осмий	$n \cdot 10^{-10}$
Индий	$n \cdot 10^{-11}$
Галлий	$n \cdot 10^{-11}$
Таллий	$n \cdot 10^{-11}$
Родий	$n \cdot 10^{-11}$
Палладий	$n \cdot 10^{-11}$
Рутений	$n \cdot 10^{-11}$
Германий	$n \cdot 10^{-11}$
Радий	$n \cdot 10^{-12}$

вину (46,59%) веса коры; кремний, стоящий на втором месте, составляет немногим более $^1/_4$*; третий по порядку — алюминий — $^1/_{12}$ и четвертый по распространенности элемент — железо — около $^1/_{20}$ веса коры. Кальций, натрий, калий и магний следуют один за другим в этом же убывающем порядке (от 3,63 до 2,09%) с небольшой разницей в количествах. Затем идет титан, девятый по списку, составляющий около 0,63%.

Эти 9 элементов в сумме составляют 99,25% от веса земной коры. Далее следуют небольшие количества фосфора, водорода, марганца. Перечисленные 12 элементов составляют по весу уже 99,61% земной коры, и только 0,39% остается на долю всех других элементов.

Приведенные выше таблицы иллюстрируют чрезвычайно интересные факты. Во-первых, очень небольшое количество элементов слагает более 99,5% коры Земли. Во-вторых, в этом списке наиболее распространенных элементов земной коры отсутствуют те многочисленные элементы и металлы, которые необходимы нам в повседневной жизни и чрезвычайно существенны для цивилизации. Так, например, свинец, олово, медь, цинк, ртуть, золото, серебро, платина, сурьма и мышьяк в числе этих 12 распространенных элементов не представлены. Все они встречаются в изверженных породах в едва заметных количествах и становятся доступными к употреблению лишь благодаря процессам естественной концентрации в так называемых *рудных месторождениях*. Из обычно употребляемых нами металлов в таблице среди первых 12 элементов представлены только железо, алюминий и марганец.

Третьим поразительным фактом, выявленным впервые В. Ф. Хиллебрандом, является содержание в изверженных породах сравнительно большого количества титана. Этот элемент в течение многих лет считался редким и его не определяли при химическом анализе горных пород. Однако теперь ни один анализ породы не считается вполне удовлетворительным, если не определен титан.

---

* Определяя содержание химических элементов в земной коре по весу, в ряде случаев мы получаем их порядковое распределение, не отвечающее действительной распространенности атомов отдельных элементов в земной коре. Это объясняется тем, что отдельные элементы могут занять более высокое положение в таблице не потому, что атомы их более распространены в земной коре, а потому, что они обладают большими атомными весами. На это обстоятельство впервые обратил внимание академик А. Е. Ферсман, который и предложил вместо прежних весовых кларков определять атомные кларки и разработал метод их подсчета, являющийся теперь общепризнанным.

Как и следовало ожидать, таблицы весовых и атомных кларков не вполне совпадают. Так, например, кремний, стоящий здесь на втором месте, в таблице атомных кларков становится третьим, а водород — вторым, переходя на это место в данном случае с одиннадцатого, а при учете атмосферы, гидросферы и осадочных пород — с девятого порядкового номера. *(Прим. ред.)*

ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ

Явления вулканизма [9] имеют существенное отношение к природе и состоянию земной коры и ее глубоких слоев и снабжают нас прямыми и ценными сведениями об условиях, царствующих на глубине многих километров под поверхностью. Существование вулканов и излияние громадных потоков лавы из кратеров и трещин было и сейчас является для многих аргументом против утверждения о том, что Земля внутри твердая. Однако, согласно современной точке зрения, все эти явления, в основном, местного характера и источник их находится на сравнительно небольшой глубине, а существование глубоко погребенных масс жидкой магмы, как это можно предполагать, не оказывает существенного влияния на жесткость Земли.

Почти все вещества, за исключением воды, висмута и некоторых других, сжимаются при переходе из жидкого состояния в твердое или, наоборот, расширяются при плавлении. Поэтому точка плавления в соответствии с законом Ле-Шателье повышается с увеличением давления. Многочисленные исследования [10–22], особенно исследования Баруса, Джоли, Дугласа, а также Дея, Сосмана и Хоштеттера, проделанные за последнее время, показали, что изверженные породы и минералы, из которых они состоят, относятся к этой категории, т. е. сжимаются при затвердевании, так что при достаточном давлении они будут твердыми при такой температуре, при которой в условиях атмосферного давления они были бы жидкими (см. раздел о кристаллическом состоянии вещества земной коры). Следовательно, на некоторой глубине под поверхностью, в зависимости от состава магмы, содержания в ней газа и других факторов, масса магмы, хотя и находится в твердом состоянии благодаря давлению, все же может быть потенциально жидкой, так что при исчезновении или уменьшении давления она может разжижаться (расплавляться) и изливаться в виде лавы на поверхность Земли, или образовать лакколит ниже дневной поверхности.

Современное представление об источниках вулканических лав и батолитовых интрузий как раз и основано на этом предположении. Часто говорят, что лавы происходят из более или менее изолированных очагов (резервуаров, карманов, магматических бассейнов), но по существу они являются результатом местного уменьшения давления, вызванного движением коры, благодаря которому действительно твердая, но потенциально жидкая магма может потечь и излиться на поверхность в виде лавы, если путь для нее открыт. Как говорит Иддингс [19]: «Первичный «очаг магмы» является, таким образом, не вместилищем жидкости, но состоянием Земли, вероятно, возникающим на различных неизвестных расстояниях от поверхности, согласно факторам состава, температуры и давления».

Данные многочисленных наблюдений над вулканическими извержениями и землетрясениями, связанными с вулканической деятельностью, указывают на то, что эти источники магмы (т. е. участки, где давление понизилось), извергающие на поверхность более глубоко залегающий материал, расположены не слишком глубоко от поверхности Земли — на глубинах порядка 10 км и меньше. Они столь разбросаны и изолированы друг от друга (хотя возможно, что они связаны с более протяженными областями магмы, залегающей ниже), находятся на такой незначительной глубине и имеют сравнительно столь небольшой объем, что о влиянии их на жесткость Земли в целом не может быть и речи. Вулканы и питающие их магматические очаги могут представляться человеку огромными, но как часть Земли они, возможно, совсем незначительны и представляют собой просто поверхностные явления.

ТЕМПЕРАТУРА ЛАВ

Температура лав, когда они изливаются на поверхность, представляет для нас большой интерес и имеет большое значение. До настоящего времени наблюдения производились только над базальтовыми лавами. Температура андезитовых и риолитовых лав еще неизвестна, хотя есть основания полагать, что она не слишком отличается от температуры базальтовой лавы, так как более высокая вязкость лав, содержащих большее количество кремнекислоты, компенсируется наличием растворенных газов.

Температура лавового озера вулкана Килауэа была измерена термоэлементом, оптическими пирометрами и конусами Зегера [23-26]. Результаты измерений совпадают. Было установлено, что температура поверхности лавы достигает 1200° С, а на глубине нескольких метров от поверхности лавового озера — в среднем 1100° С. Температура потоков лейцитового тефрита Везувия [27,28] составляет, как это установлено, около 1100° С. Близкая к этой температура была измерена у Этны [29,30]. Было также подсчитано, что температура интрузии диабаза в Нью-Джерси [31] не превышала 1150° С. Таким образом, температура 1100° С для базальтовых лав, когда они достигают поверхности, будет не очень далека от истинной.

Однако следует отметить, что хотя часть тепла расплавленной лавы несомненно глубинного происхождения, другая часть его может быть обусловлена иными причинами, а именно: эффектом экзотермических химических реакций между растворенными в лаве газами, который имеет место при уменьшении давления [32-36], и эффектами, связанными с кристаллизацией [37].

Вулканические эманации являются, возможно, наиболее прямым доказательством высокой температуры глубин Земли. Этот вывод подтверждается существованием горячих источников и повышенной температурой в глубоких шахтах, туннелях и буровых сква-

жинах. Температура повышается непрерывно по мере увеличения глубины до 4 км — предела наших знаний, основанных на наблюдениях. Ниже этого уровня температура нам совершенно неизвестна [38-44]. Геотермический градиент сильно меняется в различных местах даже в интервале этой небольшой глубины, которая составляет около $^1/_{3000}$ диаметра Земли, и может меняться с глубиной даже в одной и той же буровой скважине. Средняя геотермическая ступень выражается различно; обычно ее принимают равной изменению в 1° С на каждые 30 м, но она может быть и значительно больше и значительно меньше этой величины (см. главу IV). Дели [45,46] установил, что средний температурный градиент для буровых скважин Европы оказался меньше среднего градиента, установленного по буровым скважинам Северной Америки. Однако, средние данные, представленные в виде таблице Ван Орстрандом [47], показывают, что градиенты для Америки и Европы почти равны между собой.

На геотермический градиент могут оказывать большое влияние некоторые местные факторы, а именно: тип горной породы и, следовательно, ее теплопроводность; близость горячих источников или масс еще не остывших интрузий; влияние подземных потоков и циркуляции воды; влажность или сухость породы; присутствие рудных залежей и повышение температуры благодаря окислению содержащихся в них сульфидов; присутствие радиоактивных элементов; влияние увеличения давления и плотности на изменение теплопроводности.

Более детально геотермический градиент будет рассмотрен в главе IV.

КРИСТАЛЛИЧНОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Материал, слагающий континентальные слои, является почти целиком полнокристаллическим. Об этом свидетельствует полнокристаллическая структура глубинных изверженных пород и многих эффузивов. Наблюдаемое количество стекловатых лав на поверхности Земли очень невелико по сравнению с объемом всей коры. Для той части коры, которая недоступна нашему наблюдению, мы можем, в соответствии с обоснованными вычислениями температуры у основания коры, допустить те же условия полнокристалличности и неоднородности минералогического состава примерно до глубины 60 км. Если наблюдаемая средняя геотермическая ступень, равная, например, 1° С на каждые 30 м, сохраняется неизменной до глубины 60 км, то температура на этой глубине должна быть около 2000° С. Однако весьма вероятно, что градиент с глубиной уменьшается, так что температура на глубине 60 км, повидимому, значительно меньше 2000° С. Кроме того, давление на этой глубине, равное примерно 17 000 атм, должно настолько повысить точку

плавления материала, что нетрудно представить, что вещество при этом находится в твердом состоянии. В общем, хотя у нас и нет вполне определенных доказательств, кажется весьма вероятным, что кора является твердой и кристаллической до значительной глубины.

В отношении условий, господствующих в более глубоких частях Земли, у нас значительно меньше уверенности. Некоторые теоретические соображения заставляют предполагать, что материал там в основном или целиком стекловидный. Для огромных количеств больших базальтовых потоков, возможно, необходим колоссальный глубоко залегающий резервуар расплавленного или стекловидного материала.

БАЗАЛЬТОВЫЙ СЛОЙ

Непрерывное увеличение температуры с глубиной показывает (если произвести умеренную и разумную экстраполяцию данных, полученных у поверхности), что на средней глубине порядка 100 км, а следовательно, и на большей глубине материал должен иметь температуру, превышающую его точку плавления, хотя он и находится в твердом или очень вязком состоянии благодаря давлению, которому он подвергается. Совершенно естественно, что вещество при таких условиях должно быть, как об этом говорил Дели [46], стекловидным и некристаллическим, хотя возможность кристаллического состояния не исключается. Условия в этой части Земли так не похожи и так далеки от тех, которые сейчас доступны нам в лабораториях, что о них нельзя сказать ничего определенного.

Казалось бы, однако, что для очень обширных и глубоких движений в коре, о которых мы можем судить по сбросам, надвигам, короблению коры, складчатости и горообразованию, так же, как и по условиям изостатического выравнивания, «необходимо, чтобы под жесткой и твердой корой существовал материал, обладающий некоторыми свойствами, присущими жидкости, хотя и не обязательно, чтобы этот материал обладал способностью менять форму во всех случаях, когда он в течение долгого времени подвергается действию напряжения достаточной величины [48] (см. гл. XIII). Этой зоне Баррелл [49] дал название астеносферы, т. е. пластичной оболочки. Понятие *астеносферы* в основном аналогично понятию о жидком *подкоровом слое*, предложенному много лет назад Дана [50] и другими авторами для объяснения орогенических и других движений коры, хотя астеносфере приписывают более высокую вязкость.

Мысль о том, что базальтовый субстрат подстилает гранитную кору, была впервые высказана в 1844 г. Чарльзом Дарвином [51], который на основании скопления более тяжелых кристаллов на дне лавовых потоков и большого количества диабазовых и базальтовых даек во многих зонах гранита заключил, что трахитовые

породы перекрывают базальтовые. Котта [52] позднее развил в деталях предположение о том, что базальтовый субстрат подстилает гранитную оболочку. С тех пор эта идея о строении коры приобрела много сторонников, причем одним из наиболее активных был Дели, который много сделал для того, чтобы обосновать эту, теперь общепризнанную, теорию.

Предполагают, что вертикальное перераспределение или дифференциация осуществлялась, в основном, благодаря тому, что в первоначально жидком наружном слое расплавленного земного шара, когда его поверхность начала затвердевать, более тяжелые минералы опускались вниз, а более легкие — подымались вверх. Эта мысль выражена в терминах Дели: *гравитационное выравнивание* или *гравитационная дифференциация*. Лабораторные опыты, демонстрирующие это явление, были проделаны Де Дрэ еще до 1825 г., а более поздние опыты Боуэна [54] окончательно доказали его. Некоторые ученые считали, что опасно переоценивать значение этого явления и что, возможно, здесь играют роль и другие процессы.

О составе материала в предполагаемом глубокозалегающем базальтовом габбровом слое можно заключить на основании изучения состава плато-базальтов. Весьма полезны наиболее поздние данные Дели (ссылка 46, стр. 17, 201) по среднему составу «мирового плато-базальта»; эти данные приведены в табл. 13. Соответствующий теоретический минералогический состав следующий: плагиоклаз (альбит и анортит в соотношении 3 к 2) — 50%, авгит — 37%, оливин — 4%, рудные минералы — 9%.

Таблица 13

СРЕДНИЙ ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПЛАТО-БАЗАЛЬТОВ
(по Дели)

SiO_2	50,60
Al_2O_3	17,40
Fe_2O_3	4,57
FeO	6,29
MgO	4,89
CaO	8,09
Na_2O	3,23
K_2O	1,76
H_2O	1,83
TiO_2	0,68
P_2O_5	0,20
MnO	0,46
	100,00

Глубина залегания предполагаемого базальтового слоя определялась различными способами. Сейсмологи на основании изучения

происходящих близко друг от друга землетрясений пришли к заключению о наличии определенного изменения в характере материала на глубине от 30 до 50 км. Это заключение основано на данных о глубине, на которой происходит отражение двух волн, изменение скорости распространения волн и т. д.

Раньше принималось, что глубина очага, или гипоцентра, землетрясений, как и вулканических извержений, сравнительно невелика и составляет примерно 30 км от поверхности Земли. Однако теперь нам известны землетрясения, которые возникают на глубине нескольких сот километров (гл. IX). Тот факт, что землетрясения вызываются движениями вдоль поверхности разлома, говорит в пользу существования твердого тела, способного к внезапному и почти мгновенному разрыву. Существование районов с близким составом магмы (комагматических); постоянство в течение всей жизни вулкана определенного, неизменного типа лавы (Пелэ, Санторини) или закономерное чередование родственных типов лав (Везувий, Этна, о. Пантеллерия, Монте Ферру, Мауна Лоа) и ряд других признаков свидетельствуют о том, что магматические очаги изолированы и, следовательно, заключены в твердую породу и не имеют непосредственной связи с общим источником больших размеров. Повидимому, трудно получить большое количество сведений о глубине главных слоев коры исходя из глубины фокуса землетрясений и вулканических извержений.

Изучая гравитационные аномалии и изостазию в Соединенных Штатах, Хейфорд и Боуи [60-65] различно определили *глубину изостатической компенсации*, которая согласно их данным находится в пределах от 122 до 60 км ниже поверхности. Величина, принятая Боуи, равна 96 км. Ее определение основано на данных о силе тяжести в горных районах США, в то время, как величина 60 км выведена им из гравитационных измерений, проделанных по всей стране.

Изучение соотношения средней плотности изверженных пород континентов, океанического дна и менее крупных участков земного шара с их средней высотой привело Вашингтона [66] к выводу, что *уровень равного давления* находится на глубине 50 км. Эта цифра примерно та же, что и у Боуи, в его более общем определении. Основываясь на некоторых геотермических, сейсмологических, космогонических и геодезических данных, Дели (ссылка 45, стр. 371) определил мощность коры или перисферы в 40 км. Гольдшмидт [67] считает, что алмазы в кимберлитовых трубах Южной Америки, которые, по его предположению, произошли из нижележащего эклогитового слоя, «должно быть, образовались на глубине, по крайней мере, 60 км».

Были сделаны также другие определения, основанные на иных данных, но все они дают величины одного и того же порядка. Мы почти с полной уверенностью можем сказать, что мощность перисферы не одинакова и не лежит в строго определенных границах.

Подобно тому, как ее верхняя поверхность обнаруживает большие колебания по отношению к уровню моря, так и нижняя не может представлять собой однородную сферическую поверхность. Мощности каждого из предполагаемых слоев перисферы — гранитного и базальтового — будут обсуждаться в гл. X.

Мы не знаем, переходит ли кора постепенно в нижележащую оболочку, или они разделены перерывом. Некоторые соображения говорят в пользу постепенного перехода, другие же, основанные на изучении волн, распространяющихся при землетрясениях, свидетельствуют о перерыве или изменении физического состояния в пределах сравнительно небольшого расстояния.

Некоторые ученые предполагают, что верхняя оболочка «недр» является значительно более «основной» по химическому составу, т. е. перидотитовой. По мнению других эта зона не очень отличается по своему составу от типичного базальта. По Дели (ссылка 18, стр. 171) она является базальтовым субстратом, еще достаточно горячим, чтобы обладать текучестью. Он называет эту зону «однородной стекловидной оболочкой, подстилающей неоднородную кору». Именно на такой оболочке чрезвычайно вязкого стекла, по мнению Тэйлора [68], Вегенера [79], Дели и других ученых, континенты Северной и Южной Америки передвинулись по направлению на запад от Европы и Африки. Эти соображения вызвали оживленную дискуссию [70-76] (см. гл. VII).

Во всяком случае, для объяснения глубоких сбросов, дислокаций, коробления, надвигов, диастрофизма, складчатости и других движений, захватывающих большие участки коры, необходимо предположить такую оболочку, которая была бы в состоянии поддаваться влиянию достаточно больших и продолжительно действующих напряжений, и которая, вместе с тем, была бы сейсмически изотропной и достаточно твердой и жесткой для того, чтобы передавать продольные и поперечные волны землетрясений, а также отвечать уже упомянутым условиям жесткости.

ПЛОТНОСТЬ

Плотность коры, доступной нашему наблюдению (эпиперисферы), которая, как предполагают, целиком сложена известными изверженными породами в тех же соотношениях, что и на поверхности [7], равна примерно 2,79, т. е. приблизительно половине средней плотности Земли [8]. Величина эта будет немного меньше, а именно 2,77, если принять во внимание небольшое количество осадочных пород. Более ранние определения обычно давали величину плотности меньше, чем 2,79. Фишер [1] принимал величину 2,75, в то время, как американские геофизики принимают величину, найденную Харкнессом, а именно, 2,67. Средняя плотность Земли в целом равна приблизительно 5,52 [77-79] (см. гл. XI).

Обычно считают *, что плотность Земли постоянно увеличивается с глубиной от поверхности к центру, причем это увеличение происходит частично благодаря непрерывному возрастанию давления, а частично в результате изменения состава. Однако мнения сильно расходятся в отношении скорости увеличения плотности, а также в отношении того, происходит ли это увеличение непрерывно или с разрывом непрерывности. Поэтому оценки плотности вещества центральных частей Земли, данные различными исследователями, сильно различаются между собой. Ранние оценки плотности вещества ядра Земли чрезвычайно отличаются от плотности поверхностных горных пород [81]. Новейшие оценки дают более сходные величины. Так Кларк [82], а также Фаррингтон [83] предполагают, что плотность центрального никель-железного ядра равна 7,8; Гольдшмидт [84] считает, что плотность ядра равна примерно 8; согласно Вихерту [85], плотность его равна 8,4, тогда как Вильямсон и Адамс [80], учитывающие влияния сжатия и других факторов, определяют ее для никель-железного ядра близкой к 10 и считают, что благодаря сжатию она достигает в центре величины порядка 10,7 (см. гл. XI).

МАГНЕТИЗМ

Земля в целом действует во многих отношениях, как магнит. Поскольку горные породы земной коры в основном не магнитны, то это явление можно приписать, главным образом, магнитному характеру материала, слагающего внутренние части Земли, хотя часть этого магнитного эффекта можно отнести или за счет электрических токов в Земле или за счет ее вращения [86–89]. Совершенно естественно возникает предположение о том, что внутренним магнитным материалом является железо или никельсодержащее железо. Это предположение подтверждается другими данными. Например, по аналогии с метеоритами, мы можем считать, что в центральной части Земли, или центросфере, имеется никельсодержащее железо.

Бауэр [90] утверждает, что 94% всего магнетизма Земли обусловливается причинами, находящимися ниже земной поверхности, остальные же 6% образуются в атмосфере или в пространстве вокруг Земли. Сравнивая величины, полученные им в результате исследований, проделанных для эпохи 1922 г., с анализами для более ранних эпох, он также установил, что за последние 80 лет наблюдается явное уменьшение средней величины эквивалентного намагничивания Земли в среднем на $^1/_{1500}$ долю в год. Конечно, это уменьшение может оказаться результатом неточности данных более ранних определений. По мнению Бауэра: «Если бы земной

* Хоббс считает, что плотность внутренней части ядра, состоящей из железняка, равна 6,93. Это ядро окружено зоной никелистого железа с плотностью 7,6. Согласно Дели, слой базальтового стекла, плотностью в 2,75, подстилает базальтовую зону под океаном, обладающую плотностью в 2,95.

магнетизм распределялся равномерно по всему объему Земли, чего вероятно нет, то средняя напряженность намагничивания была бы 0,074 в единицах CGS. Магнитная ось пересекает северное полушарие на 78°32′ северной широты и 69°08′ западной долготы от Гринвича».

Очень интересная зависимость, установленная в результате исследований Бауэра, заключается в том, что напряженность земного магнитного поля, очевидно, находится в зависимости или в связи с характером распределения пространств суши и океанов на земном шаре, в том смысле, что «средняя напряженность намагничивания для соответствующих северных и южных параллелей обычно больше для тех параллелей, где преобладает суша, чем для параллелей, на которых преобладает вода». Другими словами, внутреннее магнитное поле не распределено симметрично по геомагнитному экватору и может быть представлено в виде грушевидного тела. Его верхняя опоясывающая выпуклость соответствует зоне, расположенной к северу от экватора, примерно от широты 30°, и является протяженной зоной наибольших количеств континентальных масс. К югу от экватора опоясывающая вогнутость, располагающаяся от 20 до 60° южной широты, соответствует широтной зоне максимального распространения океанов. Под Северным Ледовитым океаном также имеется осевая впадина, тогда как под Антарктическим континентом наблюдается хорошо выраженная выпуклость!

МЕТЕОРИТЫ

Много различных источников происхождения было приписано метеоритам. Говорили, что они были выброшены Солнцем или вулканами Земли или Луны, что они являются частями комет, обломками астероидов или скоплениями космической пыли, сгустившейся в атмосфере. Против этих предположений были выдвинуты серьезные возражения, и теперь почти все они считаются неправильными. Мнение, которое с некоторыми изменениями [91-93] поддерживается всеми, хорошо выражено Фаррингтоном [96]: «Метеориты являются обломками разорвавшегося космического тела сферической формы, плотность которого увеличивалась к центру и которое из жидкого или полужидкого состояния до разрыва в результате охлаждения превратилось в твердое тело». Главные факты, выдвинутые Фаррингтоном, перечислены ниже. Нам нет необходимости обсуждать их здесь в деталях, но все же автор этой статьи не может согласиться с мнением Кларка [82], который говорит, что «доказательства Фаррингтона в пользу этого утверждения неоспоримы». Факты, на которых основано доказательство Фаррингтона, заключаются в следующем:

1. Большинство железных метеоритов состоит из кристаллов, имеющих форму октаэдров.

2. Большинство каменных метеоритов отличается хондритовой структурой и содержит стекло.

3. Наблюдаются все переходы от железных метеоритов к каменным метеоритам.

4. Вещество большинства метеоритов находилось в твердом состоянии до их падения на Землю.

5. Структура большинства метеоритов свидетельствует о том, что вещество, слагающее их, претерпело изменение из жидкого состояния в твердое.

6. Структура большинства железных метеоритов показывает, что изменение из жидкого в твердое состояние протекало медленно.

7. Структура большинства каменных метеоритов показывает, что изменение из жидкого в твердое состояние произошло быстро.

8. Высокотемпературная форма железа (гамма-форма) кристаллизуется в виде октаэдров.

9. Метеориты, содержащие углерод, отличаются чрезвычайно низким удельным весом.

10. В некоторых метеоритах встречаются алмазы. Подобные алмазы можно получить искусственным путем из углерода, растворенного в расплавленном железе, посредством медленной кристаллизации под большим давлением.

Другими характерными чертами метеоритов, способствующими выяснению их происхождения, являются:

11. Присутствие неокисленных соединений, таких, как карбиды, фосфиды и сульфиды в железных и в каменных метеоритах.

12. Большое количество металлического никельсодержащего железа.

13. Отсутствие минералов, содержащих воду или гидроксил и (за исключением сомнительных случаев) углекислоту.

С момента опубликования статьи Фаррингтона были установлены некоторые новые особенности метеоритов, а те, которые были уже известны, проверялись и изучались более досконально. Полученные результаты подтверждают мнение Фаррингтона о происхождении метеоритов. Среди них есть примеры брекчирования метеоритов, наличия в них отшлифованных плоскостей (зеркал скольжения), жил, туфовых структур и следов метаморфизма [97], а интерпретация большинства хондр, как затвердевших капель «огненного дождя» [98,99], служит дополнительным подтверждением этой теории. Эти и ряд других характерных черт свидетельствуют о том, что метеориты образовались в условиях, которые возможны лишь в теле, обладающем большими размерами, может быть меньшими, чем Луна, но, конечно, намного большими даже самых больших из тех единичных метеоритов или совокупности метеоритов в любом из метеоритных дождей, которые когда-либо достигали Земли. Мы не знаем, являются ли метеориты обломками одного такого тела, или, что более вероятно, нескольких тел и каково их отношение к солнечной

системе *. Обсуждение этих вопросов не предусмотрено темой данной главы.

Главными минералами, слагающими метеориты, в порядке их распространенности [93, 94, 100] являются: никелистое железо, оливин, ромбические пироксены (энстатит, бронзит, гиперстен), моноклинные пироксены (авгит, диопсид, геденбергит, клиногиперстен), плагиоклазы (анортит, лабрадор, олигоклаз) и маскелинит (вероятно, плавленный плагиоклаз), шрейберзит (железо-никелевый фосфид), троилит (сульфид железа), хромит, когенит (Fe_3C); часто в небольших количествах присутствуют графит и тридимит. Иногда в железных метеоритах встречался алмаз; некоторые метеориты содержат небольшие количества аморфного углерода и углеводородов. Многие железные метеориты содержат лавренсит (хлорид железа, $FeCl_2$) и небольшие количества минералов, не встречающихся на земле: ольдгамит (CaS), добреелит ($FeS \cdot Cr_2S_3$), муассанит (SiC). Асманит, особая форма тридимита (SiO_2), также встречается редко.

По сравнению с минералами Земли минералы метеоритов отличаются некоторыми интересными и характерными чертами. Никелистое железо, самый распространенный в метеоритах минерал, очень редко встречается на Земле. Однако оливин, пироксены (как ромбические, так и моноклинные) и плагиоклазы являются обычными минералами горных пород. С другой стороны, такие распространенные на Земле минералы, как ортоклаз, нефелин, лейцит, слюды и амфиболы, гранат, турмалин, скаполит и множество других ни разу не были найдены в метеоритах, а кварц (низкотемпературная форма кремнезема) — наиболее распространенный земной минерал — является исключительной редкостью для метеоритов [101].

Вообще алюмосиликаты и другие минералы, содержащие воду, гидроксил или (возможно) углекислоту, в метеоритах не встречаются. Короче говоря, самыми распространенными в метеоритах минералами, помимо никелистого железа, являются оливин, пироксены и кальциевый плагиоклаз, которые слагают на Земле основные или ультраосновные изверженные породы — такие, как перидотит, дунит, пироксенит и меланократовое габбро. Минералы, которые в основном составляют гранит, сиенит, диорит и их эффузивные аналоги, т. е. породы, которые особенно часто встречаются в самой верхней части земной коры и являются характерными для нее, никогда еще не были обнаружены в метеоритах. Точно также минералы, наиболее характерные для земных пегматитовых, пневматолитовых и метаморфических процессов и процессов выветривания (оставляя в стороне выветривание метеоритов после падения их на Землю), не обнаружены в метеоритах. Эти черты метеоритов, рассмотренные под углом зрения химии их агрегатов, нашли свое полное

* Берверт утверждает, что метеориты произошли из астероидов.

отражение в цифрах среднего химического состава каменных метеоритов, которые были найдены Мерриллом [102] и Фаррингтоном [103]. Полученные средние почти совпадают, и если не принимать во внимание присутствие металлического никелистого железа, то они очень похожи на анализы земных перидотитовых пород.

Другой характерной чертой является наличие в метеоритах неокисленных соединений, которые не известны на Земле. Как указывалось многими специалистами [8, 82], такие соединения могли образоваться только при отсутствии кислорода и воды или при таких условиях, при которых не может быть окисления, так как иначе они превратились бы в сульфаты, фосфаты и т. п. Присутствие никелистого железа, графита, алмазов, аморфного углерода и лавренсита (хлорида железа), которые встречаются на Земле, также подтверждает вышесказанное.

Представляет интерес и распределение некоторых менее распространенных минералов в каменных и железных метеоритах. Так, например, шрейберзит [$(Fe, Ni)_3P$], когенит (Fe_3C), графит (C) и, в меньшей степени, лавренсит ($FeCl_2$) и муассанит (SiC) являются наиболее распространенными минералами железных метеоритов. Аморфный углерод (C), ольдгамит (CaS) и хромит ($FeCr_2O_4$) — наиболее распространенные минералы каменных метеоритов. Троилит (FeS) в равной степени присущ и тем и другим. Шрейберзит, благодаря тому, что он встречается в большом количестве, является наиболее характерным и почти всегда присутствующим акцессорным минералом железных метеоритов, а хромит — каменных метеоритов, в то время, как троилит является весьма распространенным акцессорным минералом метеоритов всех типов [93,100].

Газы, которые поглощены (окклюдированы) метеоритами, также содержатся в различных количествах. Углекислота характерна для каменных, а водород и, в меньшей степени, окись углерода — для железных метеоритов.

Прайер [104] отмечал, что «для каменных метеоритов, чем богаче никелем никелистое железо, тем богаче закисью железа силикаты магния, или, другими словами, отношение магнезии к закиси железа в силикатах магния меняется прямо пропорционально отношению железа к никелю в никелистом железе». Таким образом, если рассеянная в метеорите никелево-железная фаза бедна никелем, то пироксены и оливины содержат большое количество магния, а если металл богат никелем, то в силикатах много железа. Эта точка зрения была подтверждена многочисленными анализами.

Прайер объясняет это тем, что железо значительно легче окисляется и переходит в состав силикатов, чем никель, так что в последующих стадиях окисления, после первоначального образования сплава, наблюдается увеличивающееся окисление железа, а следовательно, усиленное образование железных силикатов, «поскольку никель либо очень слабо окисляется, либо совсем не окисляется до

тех пор, пока остается хотя бы небольшое количество неокислившегося железа».

Другим существенным фактом химической минералогии метеоритов является то, что группа метасиликатов, т. е. пироксенов (главным образом ромбических), и группа ортосиликатов, т. е. оливина, в каменных метеоритах * обычно присутствуют почти в равных количествах, тогда как в сидеролитах (метеоритах, содержащих в одинаковой мере металл и силикат) оливин значительно более распространен, чем пироксены.

С другой стороны, пироксен более распространен, чем оливин в ахондритовых каменных метеоритах, которые, если и содержат никелистое железо, то в очень незначительном количестве, и весьма похожи на земные ультраосновные породы. Это особенно ясно в отношении мономинеральных пород. Мы знаем с полдюжины таких пород, сложенных целиком из ромбического пироксена, и только одну породу, которая состоит из одного оливина с небольшим количеством хромита.

Наиболее важной чертой метеоритов является то, что все известные метеориты имеют изверженное происхождение. Нет ни одного известного нам метеорита, который по составу или структуре хотя бы отдаленно напоминал земную осадочную породу, вроде песчаника или глинистого сланца, или метаморфическую породу, вроде гнейса или кристаллического сланца. Известно некоторое количество каменных метеоритов со структурой, характерной для габбро. Своим минералогическим и химическим составом они во многих отношениях напоминают земные глубинные изверженные породы. Значительно большее количество имеет кластическую структуру вулканических туфов и брекчий, отличаясь от земных вулканических кластических пород главным образом наличием спорадических включений никелистого железа и своеобразных маленьких сфероидальных силикатных тел, называемых *хондрами*. Железные метеориты (сидериты) и многие типы железо-каменных метеоритов (сидеролитов) таких, как палласит, насколько известно, не встречаются на Земле, но все они бесспорно изверженного происхождения.

Классификация. При классификации метеоритов, особенно под углом зрения их связи со строением внутренних частей Земли, учитываются 2 главных фактора: а) каковы относительные количества никелистого железа и силикатов и б) является ли этот металл спорадическим (рассеянным) в силикате или, наоборот, силикат рассеян в металле [105]. Таким образом, в общих чертах мы можем дать классификацию метеоритов [93, 94, 103, 104, 106-109], которая в основном будет отвечать современным взглядам. Однако для наших

* Чермак на основании анализов 66 метеоритов нашел среднее отношение оливина к бронзиту, равное $^9/_8$ (Фаррингтон, ссылка 93, стр. 182).

целей придется сделать упор именно на вопросе о том, который из двух компонентов (железо или силикат) является в метеорите спорадическим, т. е. рассеянным в виде отдельных частиц.

1. *Аэролиты*, каменные метеориты, которые почти целиком сложены силикатами, в основном оливинами и пироксенами. В них наблюдаются два типа структур: а) Хондриты (содержат хондры), представляющие собой маленькие, округлые тела, в основном состоящие из силикатов и присущие только метеоритам. Хондриты сложены главным образом оливином и пироксеном. Многие из них содержат стекло. Большинство отличается туфовой текстурой и почти все они содержат до 25% никелистого железа, рассеянного в виде небольших частиц во всей массе силикатов. Некоторые хондриты углеродисты, т. е. содержат аморфный углерод и углеводороды, хотя сама силикатная порода, очевидно, имеет изверженное происхождение. б) Ахондриты являются вторым типом аэролитов. Они не содержат хондр и сложены, в основном, пироксеном или оливином, а иногда тем и другим вместе. Никелистое железо встречается в них изредка в небольших количествах или отсутствует вовсе. Ахондриты, обычно, отличаются кристаллическо-зернистой структурой с небольшим количеством стекла, которое иногда вообще отсутствует. Как правило, они не туфовые и в большинстве случаев очень похожи на некоторые основные или ультраосновные глубинные изверженные породы Земли.

2. *Сидеролиты*, или железо-каменные метеориты, состоящие из никелистого железа и силикатов примерно в равных количествах или с некоторым преобладанием того или иного из этих компонентов *. Почти во всех сидеролитах силикат образует довольно большие зерна округлой формы, рассеянные в сплошном губчатом веществе никелистого железа. В некоторых сидеролитах масса металлического губчатого вещества местами не является непрерывной, но сидеролитов, в которых металл рассеян в силикате, мы знаем мало. В большинстве сидеролитов силикат является оливином, часто без пироксена, и такая комбинация металла и оливина представляет довольно обычный палласит. В некоторых сидеролитах присутствуют как оливин, так и бронзит. Еще реже силикат целиком представлен пироксеном. Хондры наблюдаются редко.

3. *Сидериты*, железные метеориты, сложенные почти целиком из никелистого железа, почти всегда с шрейберзитом и, реже, с троилитом и графитом, причем эти минералы образуют небольшие округ-

* Изучая недавно 17 палласитов, Чирвинский определил, что среднее содержание оливина в них равно 51% (диапазон колебаний от 37,18 до 75,11%). См. резюме в Min. Mag., **20**, 83, 1923.

лые скопления, рассеянные в основной массе металла. Структура металла у большинства сидеритов, создаваемая большим числом кристаллов октаэдрической формы, характеризуется высокой степенью кристалличности. Она выявляется путем травления (так называемые Видманштеттовы фигуры). Реже наблюдаются кристаллы кубической формы и еще реже кристаллического строения вообще не обнаруживается. Никелистое железо в сидеритах бывает трех родов, различающихся характером кристаллизации, содержанием никеля и другими чертами.

4. *Тектиты* *. Помимо метеоритов, которые повсеместно признаны как таковые, изредка встречаются своеобразные стекловидные тела, метеоритное происхождение которых, вероятно, является еще спорным [109a-118]. Они состоят целиком из стекла, без включений или кристаллов, всегда малы по своим размерам, иногда имеют неправильную форму, но чаще круглые и покрыты своеобразными ямками. По цвету они бывают черные, зеленые, желтоватые. Иногда бесцветны. Их находили рассеянными на поверхности Земли или неглубоко в земле лишь в очень немногих районах: в Богемии, Молдавии, Голландской Ост-Индии, Малайских штатах, Австралии и Тасмании. Ни один из них не был обнаружен в западном полушарии ** или в тех частях Европы и Азии, которые удалены от узкого пояса, вдоль которого расположены вышеперечисленные районы.

Тектитам приписывалось различное происхождение. Предполагали и то, что это искусственные продукты, и то, что это вулканические выбросы, возможно, вулканические бомбы, и то, что это окатанные гальки, либо продукты, получаемые в результате расплавления молнией атмосферной пыли, и, наконец, то, что они имеют такое же происхождение, как и метеориты.

Из всех этих предположений последнее является самым обоснованным и наиболее вероятным, а потому мы будем считать, что они также относятся к метеоритам. Главные основания в пользу этого мнения прекрасно выражены в статье Саммерса, опубликованной в 1913 г. Они состоят в следующем: 1) Тектиты встречаются рассеянными, как и метеориты, на редких и сравнительно небольших площадях. 2) Они встречаются лишь на поверхности Земли или неглубоко под ней. 3) В тех районах, где они встречаются, нет действующих вулканов, особенно таких, которые могли бы выбросить лаву, сходного с тектитами состава. 4) Для тектитов характерна своеобразная форма и поверхностные отметинки. 5) Тектиты имеют необычный и довольно однородный химический состав, непохожий на состав земного обсидиана ***.

---

* Тектиты известны под некоторыми другими названиями, а именно: молдавита, билитонита, австралита, обсидианита и пр.

** Линк сообщает о тектите из Перу (Aufbau des Erdballs, P. 11, Jena, 1934).

*** Анализы тектитов см. в ссылке 7, стр. 51, 52, 53, 55, 103, 107, 331 и 333.

Своеобразие химического состава заключается в сочетании больших количеств кремнезема, окиси алюминия, окиси калия и окиси кальция с малыми содержаниями магнезии, окислов железа и окиси натрия. Изучение показателей преломления и удельных весов тектитов, произведенное Тилли, также свидетельствует о том, что они бесспорно отличаются от земного вулканического стекла. Что же касается поверхностных отметинок, то они не могут служить доказательством ни земного, ни метеоритного происхождения, поскольку эти знаки могут быть результатом естественного травления упавшего тектита, точно так же, как и земной обсидиановой гальки [112, 119].

Следовательно, у нас есть основания полагать, что тектиты, как и настоящие метеориты, являются обломками космических тел, у которых они, вероятно, образовывали самую верхнюю тонкую часть коры. То, что они встречаются сравнительно редко и имеют небольшие размеры, подтверждает предположение о таком происхождении тектитов, ибо тонкая кора могла иметь лишь небольшой объем по сравнению с массой болида, а обломки стекловидного материала должны легко разрушаться во время их прохождения через атмосферу.

Химический состав тектитов, по которому они похожи на некоторые своеобразные земные граниты, их непременно стекловидная текстура, а также отсутствие осадочных пород среди метеоритов приводят к теоретическому заключению о том, что космические тела, из которых они произошли, подобно Луне, не имели атмосферы, по причине их небольших размеров. Следовательно, их поверхность не подвергалась выветриванию или эрозии, и «источник» тектитов мог сохраняться в виде первоначальной стекловидной оболочки, образовавшейся во время затвердения этих тел. Такую же стекловидную оболочку должна была иметь Земля в ранний период своего существования, но от этой оболочки не осталось и следа, благодаря наличию атмосферы и эрозии, проявляющейся на поверхности Земли.

Чрезвычайно интересен тот факт, что все те небольшие разбросанные районы, где были найдены тектиты, от Богемии до Тасмании, находятся вдоль дуги большого круга, длина которой около 150°, а сам круг пересекается с эклиптикой на 110° восточной долготы под углом 40°. Этот факт наводит на мысль о возможности того, что Земля подобрала тектиты во время своего прохождения через центр тонкого потока или слоя этих тел. Общая длина дуги, согласно этому предположению, должна быть 180°, но то, что она в действительности меньше, можно легко объяснить наличием больших пространств океана к юго-востоку от Тасмании. Богемский район, таким образом, является, по всей вероятности, северной оконечностью этого полукруга, так как в густонаселенной стране к северо-западу от Богемии не было найдено ни одного тектита. Тот факт, что районы, где были обнаружены тектиты, расположены тремя

обособленными, далеко отстоящими друг от друга группами, указывает на то, что вещество, слагавшее поток или слой тектитов, распределялось отдельными сгустками. Если эта мысль о потоке или слое тектитов правильна, то падение их в различных местах должно было быть одновременным или почти одновременным.

Средний состав метеоритов. В табл. 14 приведен средний состав различных типов метеоритов, выраженный в весовых процентах. Средний состав 318 железных метеоритов и 125 каменных метеоритов был определен Фаррингтоном [103]. Для сравнения приводится также средний состав 53 каменных метеоритов, полученный Мерриллом [102]. Данные этих двух ученых находятся в полном соответствии. В последней колонке приведен средний состав 20 ахондритовых метеоритов, полученный Вашингтоном [98]. Фаррингтон высказал предположение, что состав Земли в целом такой же, как средний состав всех метеоритов. Для того, чтобы получить требуемую среднюю величину, следует взять железные и каменные метеориты не в той пропорции, в которой их находят на Земле, а в той, в какой они наблюдаются при падении. Отношение каменных метеоритов к железным составляет примерно 35 : 1, а потому общая средняя величина, основанная на таком отношении, не будет сильно отличаться от средней величины для каменных метеоритов. По минералогическому составу это будет соответствовать следующим соотношениям: оливина — 35%, пироксена — 42%, анортита — 4%, троилита — 5%, никелистого железа — 13%. Силикатная часть является, главным образом, смесью оливина с пироксеном, т. е. в основном перидотитовой.

Самородное железо. Потоки базальта и пластовые залежи диабаза в некоторых местностях содержат самородное металлическое железо или никелистое железо. Самыми интересными из этих местонахождений самородного железа являются остров Диско и другие места на западном побережье Гренландии [120-124]; Буль около Касселя, Хессе-Нассау в Германии [125], небольшие угасшие вулканы около Олота в Каталонии [126, 127], траппы в Нью-Хэмпшире [128], Волынская область и район Охотска в Восточной Сибири, СССР [129].

Железо во всех этих районах рассеяно обычно так же, как в хондритах [105], причем ничего похожего на структуру, характерную для палласитов, отмечено не было. Количество железа сильно меняется, так же, как и размер зерен. На острове Диско обнаружены массы железа весом до 25 тонн, а в Буле — до нескольких килограмм, причем в обоих районах наблюдаются также и очень маленькие зерна, примерно, до 1 мм в диаметре. В Каталонии, Нью-Хэмпшире и на Волыни железо встречается в таких маленьких зернах, что его можно обнаружить только в тонких шлифах, используя раствор сернокислой меди. Иногда в этом самородном железе,

Таблица 14

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МЕТЕОРИТОВ
(среднее соотношение каменных и железных метеоритов 35:1)

	Железные метеориты (среднее из 318 анализов)	Каменные метеориты (среднее из 125 анализов)	Каменные метеориты (среднее из 53 анализов)	Ахондриты (среднее из 20 анализов)
Fe (металлич.)	90,67	11,46	12,18	1,18
Ni (металлич.)	8,50	1,31*	1,57*	0,33
Co (металлич.)	0,59	0,05	0,07	0,04
O	. . .	36,02	37,10	42,05
Si	. . .	18,41	18,34	23,00
Al	. . .	1,39	1,55	3,26
Fe (силикатн.)	. . .	12,88	10,37	12,33
Mg	. . .	13,54	13,88	10,91
Ca	. . .	1,65	1,72	5,09
Na	. . .	0,59	0,65	0,50
K	. . .	0,17	0,14	0,22
Ti	. . .	0,01		
Cr	. . .	0,23	0,34	0,31
Mn	. . .	0,14	. . .	0,18
S	0,04	1,98	1,82	0,54
P	0,17	0,05	0,12	0,06
C	0,03	0,05	0,15	
Всего	100,00	100,00	100,00	100,00

* Включая небольшое количество никеля в виде NiO.

содержащемся в базальтах, присутствует никель, обычно в относительно меньшей пропорции, чем в метеоритном железе. Так, на острове Диско никель вместе с примесью кобальта составляет около 3%. В Буле, согласно данным Ирмера, нет ни никеля, ни кобальта, однако желательны дальнейшие исследования в этом направлении. Железо Овифака содержит углерод. Видманштеттовы фигуры, которые так характерны для железа метеоритов, здесь очень редки, но все же наблюдаются в некоторых больших массах самородного железа, особенно в западной части Гренландии.

Некоторые исследователи относят происхождение самородного железа за счет восстановления магнетита или железистых силикатов при участии угольных пластов, через которые прорываются базальтовые потоки. Однако эта точка зрения не вполне нас удовлетво-

ряет, так как она не объясняет присутствия никеля и кобальта, следов кристаллической структуры и ряда других особенностей, так что действительно первоначальное присутствие самородного железа в базальтовой магме менее всего может быть объяснено таким образом.

Помимо базальтового железа, бедного никелем, встречается несколько сплавов самородного железа и никеля, очень богатых никелем, как, например, аваруит в Новой Зеландии, джозефинит в Орегоне и суэзит в Британской Колумбии. Состав этого бесспорно земного и первичного никелистого железа, ассоциирующегося с змеевиками (продукт изменения дунита или перидотита), довольно непостоянный, но приближается к $FeNi_2$ или $FeNi_3$.

Обильность железа в земной коре. Сделанные за последнее время вычисления среднего химического состава изверженных пород, слагающих наружную часть коры [130–132], согласно указывают на то, что железо является четвертым по распространенности элементом в изверженных породах коры и составляет около 5%. Только кислород, кремний и алюминий встречаются в бóльших количествах, чем железо. Мы имеем все основания полагать, что породы, более богатые железом, как, например, габбро и перидотит, образуют значительно большие массы в общем объеме Земли, и расположены не так глубоко от зоны преобладания пород гранитного состава, слагающей верхние 16 км земной коры. А поэтому большое количество железа у поверхности подкрепляет мысль о том, что этот элемент становится преобладающим дальше книзу — в оболочке Земли. Тот факт, что так называемые плато-базальты, т. е. базальты, которые огромными потоками излились из трещин в Индии, Орегоне, Вашингтоне и в других местах, чрезвычайно богаты окислами железа [133], указывает на то, что эти базальты поднялись из более глубоких частей коры. О том же говорит их проникновение через большие трещины с образованием огромных потоков, которые заливают сотни тысяч квадратных километров и измеряются километрами по мощности.

Рудообразующие элементы. Принцип гравитационного выравнивания, небольшое количество рудообразующих элементов в породах эпиперисферы и некоторые другие соображения [4] привели к мысли о том, что внутри железного ядра, возможно, имеется центральная масса, сложенная рудообразующими металлами (имеющими, в большинстве случаев, высокий удельный вес), такими, как медь, серебро, золото, цинк, свинец, платина и другие редкие металлы и их соединения с серой, селеном, мышьяком и сурьмой.

Отсутствие в метеоритах этих рудных элементов, за исключением следов меди и платиновых металлов, противоречит такому предположению, если не объяснять их отсутствие (что весьма правдоподобно) тем, что метеориты являются обломками космического тела,

значительно меньшего по своему размеру, чем Земля. Тот факт, что рудообразующие металлы образуют сплавы и смешиваются с никелем и железом, также противоречит данной точке зрения. Однако их сульфиды, арсениды и другие подобные соединения, благодаря тому, что они могут полностью или частично смешиваться с металлами, возможно, и входят в состав ядра Земли.

Другое предположение заключается в том, что рудные элементы встречаются в больших количествах в нижней, литоспоровой зоне оболочки Земли. Но данные о метеоритах противоречат и этой точке зрения.

Отношение некоторых рудных элементов, имеющих меньший атомный вес и меньшее атомное число, а именно: меди, цинка, серебра и олова, к триаде элементов «железо-никель-кобальт» в минералах и в изверженных породах, говорит о том, что эти рудные элементы встречаются в большем количестве в верхней части оболочки Земли, т. е. в оболочке, залегающей непосредственно под корой.

Однако, занимаясь вопросом распределения рудообразующих элементов внутри Земли, мы сталкиваемся с такой скудностью данных, а области, которые нам нужно исследовать, так недоступны, что нам ничего не остается, как заниматься теоретическими предположениями.

Радиоактивность. Фактором, сильно влияющим на геотермический градиент и имеющим большое значение для суждения о возрасте Земли, является наличие и распределение в земной коре радиоактивных веществ, в особенности урана, тория и радия [134]. Принимая во внимание большое количество тепла, которое они выделяют, совершенно очевидно, что их присутствие в горных породах должно сильно изменять геотермический градиент, связанный с теплопроводностью и охлаждением наружных частей Земли. Кроме того, по мнению некоторых ученых, например Даттона, они обусловливают явления вулканизма. До какой глубины встречаются в Земле эти элементы — вопрос еще нерешенный. Однако, благодаря многочисленным исследованиям, проведенным Страттом, Джоли и Холмсом, было установлено, что радиоактивные элементы встречаются в больших количествах в породах, богатых кремнеземом и щелочами (как, например, в гранитах, сиенитах, трахитах и фонолитах), чем в породах, бедных этими составными частями (габбро, базальт и перидотит). Породами, обнаруживающими максимальные количества радия, являются лейцитовые лавы Везувия (исследования Джоли), содержащие большое количество калия. Очень заманчивым кажется возможность увязать этот факт со сравнительно большим содержанием бария (элемента, относящегося к той же группе периодической системы Менделеева, что и радий) в породах, богатых калием. Стратт, Джоли и Холмс сделали вывод, что преобладающая часть урана, радия и тория приурочена к самой

верхней части коры. Эти радиоактивные элементы, включая уран, являются петрогеническими [8] и, следовательно, наиболее часто встречаются в изверженных породах перисферы, будучи, вероятно, очень редкими или совершенно отсутствующими в глубинных частях Земли, особенно в ядре. Тот факт, что «ультраосновной материал метеоритов беднее радием, чем земные ультраосновные породы», и что как никелистое железо метеоритов, так и самородное железо, встреченное в базальтах, не содержит радия [141, 146], по словам Холмса, бесспорно «имеет большое значение». В связи с современной точкой зрения, что ядро целиком или частично состоит из никелистого железа, похожего на железо, встречаемое в метеоритах, это распределение еще больше укрепляет нас в нашем мнении о том, что радиоактивные элементы почти полностью приурочены к земной коре. Влияние радиоактивных элементов на температуру Земли на небольших глубинах рассматривается в главе IV. Связь между возрастом Земли и присутствием и распределением радиоактивных элементов неоднократно обсуждалась различными авторами [142, 143, 145]. Нет необходимости повторять здесь все высказанные соображения. Однако можно посоветовать читателю ознакомиться с интересными предположениями Содди о судьбе Земли*, обусловленной неравномерностью распределения радия [144], процент которого в коре, согласно определениям [8], равен лишь 0,000 000 000 00х.

ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ III

1. *Fisher, Osmond.* Physics of the Earth's Crust. 2d ed. London (1889).
2. *Roche, Edouard.* L'État intérieur de la terre. Mém. acad. sci. Montpellier, **10**, 221 (1881).
3. *Clarke, F. W.* The data of geochemistry. U. S. Geol. Survey Bull., **605**, 33 (1920).
4. *Washington, H. S.* The chemistry of the earth's crust. Franklin Inst. Jour., **190**, 757—815 (1920).
5. *Clarke, F. W.* The relative abundance of the chemical elements. Philos. Soc. Wash. Bull., **11**, 131 (1889).
6. *Clarke, F. W.* The relative abundance of the chemical elements. U. S. Geol. Survey Bull., **78**, 34 (1891).
7. *Washington, H. S.* Chemical analyses of igneous rocks. U. S. Geol. Survey Prof. Paper 99 (1917).
8. *Clarke, F. W., Washington, H. S.* The average chemical composition of igneous rocks. Nat. Acad. Sci. Proc., **8**, 108—115 (1922). *Clarke, F. W., Washington, H. S.* The composition of the earths crust. U. S. Geol. Survey Prof. Paper 127 (1924).

* Обзор литературы по геохимии земной коры и ее связи с недрами см.: *А. Е. Ферсман*, Геохимия, т. I, 1933; т. II, 1935; т. III, 1937 и т. IV, 1939. *В. И. Вернадский*, Очерки геохимии, изд. 2-е русск., 1934. «Основные идеи геохимии» (сборники под ред. *А. Е. Ферсмана*): вып. I — работы по геохимии и кристаллохимии *Б. М. Гольдшмидта*, 1933; вып. II — работы по геохимии *В. И. Вернадского, Г. Гевеши, И. Ноддак* и *В. Ноддак, Ф. Панета* и др., Л., 1935. *(Прим. ред.)*

9. *Day, Arthur L., et al.* Volcanology. Nat. Research Council Bull. 77 (1931).
10. *Barus, C.* High temperature work in igneous fusion and ebullition. U. S. Geol. Survey Bull. 103 (1893).
11. *Barus, C.* The fusion constants of igneous rocks. Philos. Mag., (5), **35**, 173 (1893).
12. *Joly, J.* On the volume change of rocks and minerals attending fusion. Royal Dublin Soc. Sci. Trans., (2), **6**, 283 (1898).
13. *Douglas, J. A.* On changes of physical constants, etc. Geol. Soc. London Quart. Jour., **63**, 145 (1907).
14. *Day, A. L., Sosman, R. B., Hostetter, J. C.* The determination of mineral and rock densities at high temperatures. Am. Jour. Sci., **37**, 1 (1914).
15. *Doelter, C.* Die Dichte des flüssigen und des festen Magmas. Neues Jahrb. (1901), **1**, 141.
16. *Königsberger, J.* Umwandlungen und chemische Reaktionen in ihrer Verwendung zur Temperaturmessung geologischer Vorgänge. Neues Jahrb., Beilage Band, **32**, 101 (1911).
17. *Larsen, E. S.* The relation between the refractive index and the density of some crystallized silicates and their glasses. Am. Jour. Sci., **28**, 263 (1909).
18. *Daly, R. A.* Igneous Rocks and Their Origin. P. 201(1914).
19. *Iddings, J. P.* The Problem of Volcanism. Pp. 157 *ff.* (1914).
20. *Wolff, F.* Der Vulkanismus. Bd. I, Ss. 43 *ff.* (1914).
21. *Roth, J.* Allgemeine und chemische Geologie. Bd. 2, Ss. 51 *ff.* (1883).
22. *Zirkel, F.* Lehrbuch der Petrographie. Bd. I, Ss. 680 *ff.* (1893).
23. *Perret, F. A.* Volcanic research at Kilauea in the summer of 1911. Am. Jour. Sci., **36**, 475 (1913).
24. *Day, A. L., Shepherd, E. S.* Water and volcanic activity. Geol. Soc. America Bull., **2**, 573 (1913).
25. *Jaggar, T. A.* Thermal gradients of Kilauea lava lake. Jour. Washington Acad. Sci., **7**, 397 (1917).
26. *Jaggar, T. A.* Vulcanological investigations at Kilauea. Am. Jour. Sci., **44**, 207 (1917).
27. *Malladra, A.* Temperature di lave fluenti nel cratere del Vesuvio. R. Accad. Scienze Napoli, **25** (1919); **27** (1921).
28. *Perret, F. A.* The Vesuvius eruption of 1906. Carnegie Inst. Pub. 339, 132, 134 (1924).
29. *Oddone, E.* L'eruzione Etnea del Marzo-Aprile 1910. Soc. seism. italiana Boll., **14**, 50 (1910).
30. *Platania Giovanni.* Misure della temperatura della lava fluente dell'Etna. R. Accad. Lincei, **21**, 499 (1912).
31. *Sosman, R. B., Merwin, H. E.* Data on the intrusion temperature of the palisade diabase. Washington Acad. Sci. Jour., **3**, 389 (1913).
32. *Day, A. L., Shepherd, E. S.* Water and magmatic gases. Washington Acad. Sci. Jour., **3**, 457—463 (1913); Comptes rendus Acad. Sci., **157**, 1027 (1913).
33. *Jaggar, T. A.* Volcanological investigations at Kilauea. Am. Jour. Sci., **44**, 161 (1917).
34. *Allen, E. T., Zies, E. G.* A chemical study of the fumaroles of the Katmai region. Nat. Geog. Soc. Tech. Papers, Katmai Series, **2**, 145 (1923).
35. *Allen, E.T.* Chemical aspects of volcanism. Franklin Inst. Jour., **193**, 29 (1922).
36. *Day, A. L., Allen, E. T.* The volcanic activity and hot springs of Lassen Peak. Carnegie Inst. Wash. Pub. 360 (1925).

37. *Morey, G. W.* The development of pressure in magmas as a result of crystallization. Washington Acad. Sci. Jour., **12**, 219 (1922).
38. *Prestwich, J.* Some Controverted Questions in Geology. London, P. 166 (1895).
39. *Günther, S.* Handbuch der Geophysik. Bd. I, s. 328 (1897).
40. *Geikie, A.* Text-book of Geology. 4th ed. Vol. 2. P. 60. London (1903).
41. *Königsberger, J., Mühlberg, M.* Über Messungen der geothermischen Tiefenstufe. Neues Jahrbuch, Beilage Band, **31**, 107 (1911).
42. *White, David, Van Orstrand, C. E.* Discussion of the records of some deep wells. West Virginia Geol. Survey (1918).
43. *Darton, N. H.* Geothermal data of the United States. U. S. Geol. Survey Bull. 701 (1920).
44. *Krige, L. J., Pirow, H.* Temperature measurements in the Dubbeldevlei borehole. Geol. Soc. South Africa Trans., **26**, 50—64 (1923).
45. *Daly, R. A.* The earth's crust and its stability. Am. Jour. Sci., **5**, 352 (1923).
46. *Daly, R. A.* Igneous Rocks and the Depths of the Earth. 1933.
47. *Van Orstrand, C. E.* On the nature of isogeothermal surfaces. Am. Jour. Sci., **15**, 495 (1928).
48. *Oldham, R. D.* The interior of the earth. Geol. Mag. **56**, 21 (1919).
Cotton, L. A. Problems of diastrophism. Am. Jour. Sci., **6**, 487 (1923).
49. *Barrell, J.* The strength of the earth's crust. Jour. Geology, **22**, 680 (1914).
50. *Dana, J. D.* The condition of the earth's interior. Am. Jour. Sci., **6**, 11 (1873).
51. *Darwin, Charles.* Geological Observations. 3d ed. Pp. 32—140. London, 1891.
52. *Cotta, Bernard.* Geologische Fragen. s. 76 (1858).
53. *Daly, R. A.* The geology of Ascutney Mountain, Vermont. U. S. Geol. Survey Bull., **209**, 110 (1903).
54. *Bowen, N. L.* Crystallization differentiation in silicate liquids. Am. Jour. Sci., **39**, 175 (1915). The later stages of the evolution of the igneous rocks. Jour. Geology, **23**, Supplement (1915).
55. *Knott, C. G.* The Physics of Earthquake Phenomena. Pp. 35 and 255 (1908).
56. *Davison, C. A.* Manual of Seismology. Ss. 124—133 (1921).
57. *Johnston-Lavis, H. J.* The Earthquake of Ischia. P. 73 (1885).
58. *Sieberg, A.* Erdbebenkunde. Ss. 344—351 (1923).
59. *Turner, H. H.* Further note on the depth of earthquake foci. Month. Notices Royal Astronomical Soc., Geophys. Suppl., 1, 55 (1923).
60. *Hayford, J. F.* Figure of the earth and isostasy from measurements in the United States. U. S. Coast and Geodetic Survey. P. 175 (1909). Supplementary investigation of figure of earth and isostasy. Ibid., p. 77 (1910).
61. *Hayford, J. F., Bowie, W.* The effect of topography and isostatic compensation upon the intensity of gravity. U. S. Coast & Geodetic Survey Spec. Publ., **10**, 10 (1912).
62. *Bowie, W.* Investigations of gravity and isostasy. U. S. Coast & Geodetic Survey Spec. Publ., **40**, 133 (1917). Isostatic investigations. Ibid., **99**, 22 (1924).
63. *Bowie, W.* Theory of isostasy — a geological problem. Geol. Soc. America Bull., **33**, 273 (1922).
64. *Bowie, W.* The Farth's Crust and isostasy. Geog. Rev., **12**, 613 (1922).
65. *Bowie, W.* Isostasy. Nat. Research Council Bull., **78**, 103—115 (1931). Русск. изд. *Боуи В.* Изостазия. 1936.
66. *Washington, H. S.* Isostasy and rock density. Geol. Soc. America Bull., **33**, 409 (1922).

67. *Goldschmidt, V. M.* Der Stoffwechsel der Erde. Vidensk. selsk. Skrifter, **11**, 14 (1922).
68. *Taylor, F. B.* Bearing of the Tertiary mountain belt on the origin of the earth's plan. Geol. Soc. America Bull., **21**, 179 (1910).
69. *Wegener, A.* Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. 3. Aufl. Braunschweig (1922). Русск. изд. *Вегенер А.* Происхождение материков и океанов. «Современные проблемы естествознания», кн. 24, Госиздат, 1924.
70. *Cole, G. A. J.* Wegener's drifting continents (review). Nature, **110**, 798 (1922). The Wegener Hypothesis (symposium). Ibid., **111**, 30 (1923).
71. *Taylor, F. B.* The lateral migration of land masses. Jour. Washington Acad. Sci., **13**, 445 (1923).
Daly, R. A. A critical review of the Taylor-Wegener hypothesis. Ibid., **13**, 447 (1923).
Lambert, W. D. The mechanics of the Taylor-Wegener hypothesis. Ibid., **13**, 448 (1923).
72. *Washington, H. S.* Comagmatic regions and the Wegener hypothesis. Washington Acad. Sci. Jour., **13**, 339 (1923).
73. *Lake, P. S.* Geogr. Jour., **56** (1923).
74. *Keith, A.* Outlines of Appalachian structure. Geol. Soc. America Bull., **34**, 354 (1923).
75. *Joleaud, L.* Essai sur l'évolution des milieux géophysiques et biogéographiques. Soc. géol. France, Bull., **23**, 205 (1924).
76. *Easton, N. W.* Geol.-mijnb. genootsch. Nederland en Kolonien verh., Geol. ser., **5**, 113 (1921).
77. *Burgess, G. K.* The value of the gravitation constant. Phys. Rev., **14**, 257 (1902).
78. *Boys, C. V.* The mean density of the earth. В книге *Glazebrook, R.* Dictionary of Applied Physics. Vol. 3. P. 285 (1923).
79. *Heyl, P. R.* Bur. Standards Jour. Res., **5**, 1243 (1930).
80. *Williamson E. D., Adams, L. H.* Density distribution in the earth. Washington Acad. Sci. Jour., **13**, 413 (1923).
81. *Geikie, Sir Archibald.* Textbook of Geology. Vol. I. P. 59 (1903).
82. *Clarke, F. W.* The evolution and disintegration of matter. U. S. Geol. Survey Prof. Paper, **132**-D, 76 (1924).
83. *Farrington, O. C.* Analyses of stone meteorites. Field Columbian Mus. Pub., **151**, 214 (1911).
84. *Goldschmidt, V. M.* Der Stoffwechsel der Erde. Vidensk. selsk Skrifter **11**, 4 (1922).
85. *Wiechert, E.* Physik. Zeitschr., **11**, 294 (1910).
86. *Schuster, Arthur.* A critical examination of the possible causes of terrestrial magnetism, Phys. Soc. London Proc., **24**, 127 (1912).
87. *Swann, W. F. G.* The earth's magnetism. Phil. Mag., **24**, 80 (1912).
Unsolved problems in cosmical physics. Franklin Inst. Jour., **95**, 452 (1923).
88. *Chapman, S.* Theories of terrestrial and solar magnetism. В книге *Glazebrook, R.* Dictionary of Applied Physics, Vol. 2, P. 546 (1922).
89. *Maurain, Charles.* Physique du globe. P. 89. Paris (1923).
90. *Bauer, L. A.* Chief results of a preliminary analysis of the earth's magnetic field for 1922. Terrestr. Magnetism, **28**, 23 (1923).
91. *Fletcher, L.* An Introduction to the Study of Meteorites. P. 17. London (1896).
92. *Chamberlin, T. C., Salisbury, R. D.* Geology. Vol. 2, P. 22 (1906).

Wahl, W. A. Beiträge zur Chemie der Meteoriten. Zeitschr. anorg. Chemie, **69**, 52 (1911).

93. *Farrington, O. C.* Meteorites. Chicago (1915).

94. *Merrill, G. P.* Handbook and Descriptive Catalogue of the Meteorite Collections in the United States National Museum. Washington (1916).

95. *Berwerth, F.* On the origin of meteorites. Smithsonian Inst., Ann. Rept., 311 (1917).

96. *Farrington, O. C.* The pre-terrestrial history of meteorites. Jour. Geology, **9**, 626 (1901).

97. *Merrill, G. P.* The Cumberland Falls, Kentucky, meteorite. U. S. Nat. Mus. Proc., **57**, 97 (1920).
Merrill, G. P. On metamorphism in meteorites. Geol. Soc. America Bull., **32**, 395 (1921).

98. *Washington, H. S.* The chemical composition of the earth. Am. Jour. Sci., **9**, 351—378 (1925).
Wahl, W. Beiträge zur Chemie der Meteoriten. Zeitschr. anorg. Chemie, **69**, 73 (1911).

99. *Merrill, G. P.* On chondrules and chondritic structure in meteorites. Nat. Acad. Sci. Proc. **6**, 449 (1920).

100. *Cohen, E. W.* Meteoritenkunde. Bd. I, P. 322 (1894).

101. *Merrill, G. P.* Quartz in meteoric stones. Am. Mineralogist, **9**, 112 (1924).

102. *Merrill, G. P.* The composition of stony meteorites. Am. Jour. Sci., **27**, 469 (1909).
Merrill, G. P. Report on researches on the chemical and mineralogical composition of meteorites. Nat. Acad. Sci. Mem., **14**, 28 (1916).

103. *Farrington, O. C.* Analyses of stone meteorites. Field Mus. Nat. History Pub. 151, 211 (1911).

104. *Prior, G. T.* On the genetic relationships and classification of meteorites. Mineralogical Mag., **18**, 26 (1916).
Prior G. T. The classification of meteorites. Ibid., **19**, 54 (1920).
Prior, G. T. Catalogue of Meteorites. London (1923).

105. *Adams, L. H., Washington, H. S.* The distribution of iron in meteorites and in the earth. Washington Acad. Sci. Jour., **14**, 333 (1924).

106. *Daubrée, A.* Géologie expérimentale. Pp. 485—506. Paris (1879).

107. *Meunier, S.* Météorites. Pp. 93—307. Paris (1884).
Meunier, S. Guide dans la Collection de Météorites. Pp. 11—47. Paris (1898).

108. *Brzina, A.* Die Meteoritensammlung des K. K. Mineralogischen Hofkabinetes. Jahrb. geol. Reichsanst. Wien, **35**, 156—221 (1885). Naturh. Hofmus. Wien, Annalen, **10**, 231—370 (1895).

109. *Farrington, O. C.* Analyses of Iron meteorites compiled and classified. Field Columbian Mus. Pub. 120 (1907).

109a. *Walcott, R. H.* The occurrence of so-called obsidian bombs in Australia. Royal Soc. Victoria Proc., **11**, 23 (1898).

110. *Suess, F. E.* Über den kosmischen Ursprung der Moldavite. Verh. geol. Reichsanst. Wien, 387 (1898).
Suess, F. E. Die Herkunft der Moldavite und Verwandter Gläser. Jahrb. geol. Reichsanst. Wien, **50**, 193 (1900).

110a. *Dunn, E. J.* Obsidian buttons. Rec. Geol. Survey Victoria (4), **2**, 202 (1908).

111. *Summers, H. S.* Obsidianites — their origin from a chemical standpoint. Royal Soc. Victoria Proc., **21**, 423 (1900).

112. *Merrill, G. P.* On the supposed origin of the moldavites. U. S. Nat. Mus. Proc., **40**, 481 (1911).

113. *Dunn, E. J.* Geol. Survey Australia Bull., **27** (1912).

114. *Summers, H. S.* On the composition and origin of australites. Australasian Assoc. Adv. Sci. Rept., **14**, 189 (1913).

115. *Suess, F. E.* Mitth. geol. Gesell. Wien, **7**, 51 (1914).

116. *Tilley, C. E.* Density, refractivity and composition relations of some natural glasses. Mineralogical Mag., **19**, 275 (1922).

117. *Coldschmidt, V. M.* Himmelsgläser. Zeitschr. Kristallographie, **56**, 420 (1921).

118. *Michel, H.* Fortschritte in der Meteoritenkunde seit 1900. Fortschr. Mineralogie, **7**, 314—326 (1922).

119. *Wright, F. E.* Obsidian from Hrafntinnuhryggur, Iceland; Its lithophysae and surface markings. Geol. Soc. America Bull., **26**, 280 (1915).

120. *Steenstrup, K. J. V.* Meddelelser om Grönland, **4**, 113 (1883).

121. *Nicolau, Th.* Untersuchungen an den eisenführenden Gesteinen der Insel Disko. Meddelelser om Grönland, **24**, 215 (1901).

122. *Phalen, W. C.* Notes on the rocks of Nugsuaks Peninsula. Smithsonian Misc. Coll., **45**, 198 (1904).

123. *Wahl, W.* Die Enstatitaugite. P. 68. Helsingfors (1906).

124. *Benedicks, C.* Le fer d'Ovifak: un acier au carbone natif. C. R. XI Cong. Géol. Intern. P. 885. Stockholm (1912).

125. *Irmer, W.* Der Basalt des Buhlsbei Kassel. Abhandl. Senkenbergisch. Naturf. Gesell., **37**, 91 (1920).

126. *Navarro, F.* Sobre el reconocimiento del hierro metalico en los basaltos. Bol. R. Soc. Hist. Nat. Espana, 429 (1904).

127. *Washington, H. S.* The Catalan volcanoes and their rocks. Am. Jour. Sci., **24**, 217 (1907).

128. *Hawes, G. W.* On grains of metallic iron in dolerytes from New Hampshire. Am. Jour. Sci., **13**, 33 (1877).

129. *Lagorio, A.* Natur des Glasbasis. Tsch. min. pet. Mitt., **8**, 483 (1887).
Pfaffius, H. Reference in Neues Jahrb., **2**, 75 (1886).

130. *Vogt, J. H. L.* Über die relative Verbreitung der Elemente. Zeitschr. prakt. Geologie, 324 (1898).

131. *DeLaunay, L.* Traité de Métallogénie. Vol. I. P. 26 (1913).

132. *Вернадский В. И. Vernadsky, V.* The relative abundance of the elements. Reference in Zeitschr. Kristallographie, **55**, 173 (1915).

133. *Washington, H. S.* Deccan traps and other plateau basalts. Geol. Soc. America Bull., **33**, 765 (1922).

134. *Strutt, R. J.* On the distribution of radium in the earth's crust and on the earth's internal heat. Roy. Soc. Proc., **77A**, 472 (1906).

135. *Dutton, C. E.* Volcanoes and radioactivity. Jour. Geol., **14**, 259 (1906).

136. *Louderback, G. D.* The relation of radioactivity to vulcanism. Jour. Geology, **14**, 747 (1906).

137. *Becker, G. F.* Relations of radioactivity to cosmogony and geology. Geol. Soc. America Bull., **19**, 113 (1908).

138. *Wolff, F.* Die vulkanische Kraft und die radioaktiven Vorgänge in der Erde. Deutsche geol. Gesell. Zeitschr., **60**, 431 (1908).

139. *Joly, John.* On the radioactivity of certain lavas. Philos. Mag., **18**, 577 (1909). On the distribution of thorium in the earth's surface materials. Philos. Mag., **17**, 760 (1909); **18**, 140 (1909). The radioactivity of terrestrial surface materials. Philos. Mag., **24**, 694 (1912).

140. *Chamberlin, T. C.* The bearings of radioactivity on geology. Jour. Geology, **19**, 673 (1911).

141. Holmes, Arthur. The terrestrial distribution of radium. Sci. Progress, **9**, 12 (1915).

Holmes, Arthur. Radioactivity and the earth's thermal history. Geol. Mag., **60**, 102 (1915)and 265 (1916).

142. *Joly, John.* Radioactivity and Geology. P. 70. London (1909).

143. *Holmes, Arthur.* The Age of the Earth. Pp. 130—182. London and New York (1913).

144. *Soddy, Frederick.* The Interpretation of Radium. P. 176. New York (1922).

145. *Jeffreys, H.* The Farth. 2d ed. Cambridge (1929).

146. *Quirke, T. T. Finkelstein, L.* Measurements of the radioactivity of meteorites. Am. Jour. Sci., **44**, 237 (1917).

ГЛАВА IV

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

К. Е. ВАН ОРСТРАНД

В таблицах от 18 до 21 дана сводка постоянных температур для небольшого числа глубоких шахт и около 200 глубоких скважин. Эти данные отобраны из ограниченного числа шахт и около 1000 глубоких скважин, причем использованные скважины и шахты располагаются в различных частях земного шара.

ГЛАВНЫЕ ИСТОЧНИКИ ТЕПЛА

Для объяснения происхождения внутреннего тепла Земли было предложено много гипотез, но в настоящее время признаются только два основных источника тепла: радиоактивность и гравитационное сжатие (см. гл. V). В добавление к этим двум в настоящее время предлагается новая гипотеза, согласно которой тепло Земли обязано своим происхождением в различных пропорциях обоим указанным источникам. Этому вопросу посвящено большое число исследований, однако происхождение и сохранение внутреннего тепла Земли как было, так и остается одной из наиболее важных проблем, не разрешенных наукой.

ВТОРОСТЕПЕННЫЕ ИСТОЧНИКИ ТЕПЛА

Образование небольших количеств тепла в земной коре приписывается химическим реакциям, трению на плоскостях сбросов, расширению материала, заполняющего поры, теплу, возникающему в результате сжатия, сдвигов и многих других причин.

Относительно этих второстепенных источников тепла Наттинг [48], применяя к экспериментальным данным теоретические выводы, показал, что сжатие и сдвиги не могут иметь большого значения как источники тепла. Некоторые недавние наблюдения автора по глубокой буровой скважине в Лонг-Бич (Калифорния) приводят к заключению о том, что температуры в зонах сброса скорее слегка убывают, чем возрастают по мере приближения к сбросу. Возрастающая теплопроводность горных пород, обусловливаемая увеличением влажности трещиноватых пород по сравнению с нетрещиноватыми, подтверждает эту точку зрения.

Химические реакции бесспорно являются причиной того, что в некоторых шахтах наблюдается заметное отклонение температур горных пород от нормальных (при данных условиях) температур. Необходимо помнить, что образование даже сравнительно неболь-

шого количества тепла в глубоко лежащих слоях [49] приведет, в конце концов, к заметному изменению температурных градиентов.

Важные подсчеты д-ра Адамса [50] показывают, что вода, подымающаяся по трещине в породе с глубины 3,5 км, с соответствующим снижением давления на величину около 1000 мегабар, подвергается за время этого движения к поверхности увеличению температуры больше чем на 20° С.

Дальнейшее рассмотрение второстепенных источников не является необходимым для целей настоящей работы. Но один из второстепенных источников—солнечное тепло, ввиду его важности для процессов, происходящих на Земле, будет рассмотрен в ближайшем параграфе.

АЛЬБЕДО ЗЕМЛИ И ЕЕ ИЗЛУЧАТЕЛЬНАЯ СПОСОБНОСТЬ

Альбедо Земли равняется 0,29. Это значит, что приблизительно 29% тепла, получаемого Землей от Солнца, отражается обратно в межзвездное пространство, а остальные 71% поглощаются Землей. Альбедо Луны равно только 0,07. Это значит, что Луна поглощает почти все тепло, получаемое ею от Солнца в течение 14-дневного лунного дня, а затем в течение такого же периода лунной ночи накопленное тепло излучается обратно в межзвездное пространство.

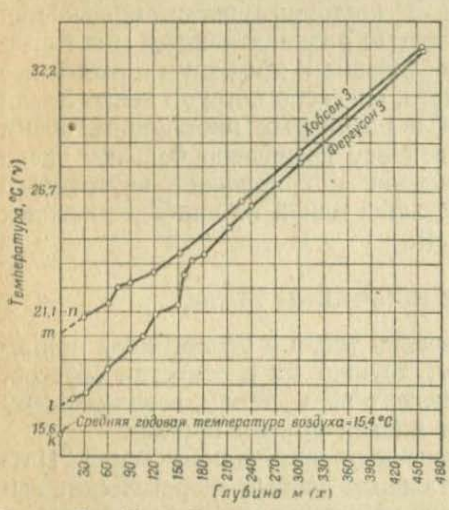


Рис. 3. Температура горных пород континента (верхняя кривая) и океанического дна (нижняя кривая) в Вентура, Калифорния. Пологий отрезок кривой между 120 и 150 м, вероятно, отражает конвекцию в водоносных горизонтах ниже дна океана.

Альбедо Земли и ее излучательная способность изменяются от точки к точке [51]. Леса и растительность являются хорошими отражателями тепла, но листья растений и деревьев в процессе роста поглощают огромное количество тепловой энергии. Так как обнаженная земля, с другой стороны, является хорошим поглотителем и плохим излучателем, то из этого следует, что средняя годовая температура почвы в лесах ниже, чем в прилежащих площадях, лишенных растительности.

Каллендер [52] показал, что снег увеличивает, а холодный дождь уменьшает температуру почвы по сравнению с температурой примыкающей к ней атмосферы.

Дополнительные данные, указывающие на зависимость температуры Земли от влажности породы, показаны на рис. 3, где верхняя кривая дает ход температуры в глубокой скважине, расположенной на суше на расстоянии около 100 м от берега Тихого океана, а нижняя кривая дает ход температуры в буровой скважине, расположенной на дне океана, на расстоянии около 200 м от берега по прямой, проходящей через первую буровую перпендикулярно береговой линии. Точка *m* дает среднюю годовую температуру почвы немного ниже поверхности земли, а точка *l* — среднюю годовую температуру немного ниже дна океана. *km* — превышение средней годовой температуры почвы, измеренной немного ниже поверхности, над средней годовой температурой воздуха, измеренной немного выше поверхности, обозначаемое через *e*; значения этой величины приводятся в табл. 18 и 19.

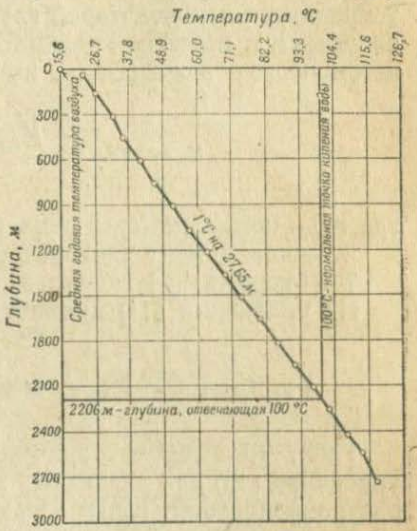


Рис. 4. Ход температуры с глубиной в глубокой скважине Nesa 11, Лонг-Бич, Калифорния.

Среднее значение *e* для 144 пунктов нефтяных месторождений Южной Калифорнии равняется 4,69° С. Среднее значение *e* для 514 пунктов, расположенных главным образом на нефтяных месторождениях США, за исключением Калифорнии, равняется 0,86° С. Сравнение величин 4,69 и 0,86° С наводит на мысль о том, что *e*, вероятно, сильно зависит от количества атмосферных осадков и что отсутствие осадков в Южной Калифорнии приводит к увеличению величины *e*. Кроме того, сравнение *km* с *kl* (на рис. 3) дает такой же результат. В районе Сил-Бич (табл. 18) для буровой, расположенной вблизи береговой линии океана, на высоте всего 2,5—3,0 м над уровнем моря, следовательно, в таком месте, где почва всегда насыщена водой, мы также имеем низкое значение величины *e*, равное 0,6° С.

Из приведенных рассуждений следует, что поглощение тепла поверхностью Земли зависит от ее альбедо; потеря — от ее излучательной способности. Потеря тепла путем излучения равняется коэфициенту теплопроводности (*k*), умноженному на температурный градиент (dv/dx), определенный из кривых, дающих ход температуры с глубиной (рис. 3 и 4).. Эта величина, в свою очередь, равняется излучательной способности (*E*), умноженной на разность температур, которая в данном случае равна *e*. Поэтому потеря тепла излучением пропорциональна величине *e*.

ПЕРИОДИЧЕСКИЕ ТЕПЛОВЫЕ ПОТОКИ, ИДУЩИЕ В ГЛУБЬ ЗЕМЛИ И ВЫХОДЯЩИЕ К ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Как показывают наблюдения, солнечное тепло в средних широтах не проникает в глубь Земли дальше, чем на 15—30 м ниже ее поверхности. Температура на этих небольших глубинах колеблется около линии *mn* (рис. 3), которая представляет собой продолжение кривой наблюденных глубоких температур на диапазон глубин от 30,5 м до поверхности почвы. После того, как определена линия *mn*, температура для некоторой глубины x и времени t находится прибавлением к известной ординате *mn* (или вычитанием из нее) соответствующего значения v_p, вычисляемого из уравнения [53, 54, 55]

$$v_p = v_0 e^{-\frac{x}{\sqrt{\varkappa}}\sqrt{\frac{\pi}{T}}} \sin\left(\frac{2\pi t}{T} - \frac{x}{\sqrt{\varkappa}}\sqrt{\frac{\pi}{T}}\right), \qquad (11)$$

где v_0 — полуамплитуда температуры почвы на нулевой глубине,
$\varkappa$ — коэфициент температуропроводности почвы,
T — период = 1 году = 31 556 927 сек.

Из уравнения (11) амплитуда A на глубине x равняется:

$$A = v_0 e^{-\frac{x}{\sqrt{\varkappa}}\sqrt{\frac{\pi}{T}}} = v_0 \times \text{экспоненциальный множитель}. \qquad (12)$$

Табл. 15 содержит значения экспоненциального множителя уравнения (12) для различных значений x и $\varkappa$. Коэфициенты температуропроводности взяты из работы Ингерсола и Цобеля [53].

Таблица 15

ЭКСПОНЕНЦИАЛЬНЫЙ МНОЖИТЕЛЬ ДЛЯ РАЗЛИЧНЫХ ЗНАЧЕНИЙ x и $\varkappa$ (В МЕТРИЧЕСКИХ ЕДИНИЦАХ)

Глубина (x), м	$\varkappa$			
	0,0031, сухая почва	0,0049, влажная почва	0,0064, горная порода	0,0133, песчаник
0,30	0,8414	0,8716	0,8867	0,9200
1,52	0,4216	0,5031	0,5482	0,6591
3,05	0,1778	0,2531	0,3005	0,4343
4,57	0,0749	0,1273	0,1648	0,2863
6,10	0,0316	0,0641	0,0903	0,1887
7,62	0,0133	0,0322	0,0495	0,1243
9,14	0,0056	0,0162	0,0271	0,0819
10,67	0,0024	0,0082	0,0149	0,0540

Табл. 16 содержит результаты небольшого числа наблюдений, произведенных в США, из которых можно подсчитать значение другого множителя (v_0) уравнения (12). Нужная величина получается делением на 2 величин, помещенных в третьей с конца колонке таблицы.

Таблица 16

КОЛИЧЕСТВО ОСАДКОВ, СРЕДНЯЯ ГОДОВАЯ ТЕМПЕРАТУРА ВОЗДУХА И ПОЧВЫ И АМПЛИТУДЫ СРЕДНИХ МЕСЯЧНЫХ ТЕМПЕРАТУР ВОЗДУХА И ПОЧВЫ

Место	Глубина, см	Средняя годовая температура, °С			Амплитуда средних месячных температур, °С		Атмосферные осадки, см
		воздуха	почвы	e	воздуха	почвы	
Аубурн, Алабама . .	7,6	17,6	18,3	— 0,7	19,1	21,1	131,7
Девис, Калифорния .	1,3	16,4			17,1	23,7	42,2
Линкольн, Небраска	2,5	12,7	14,6	— 1,9	32,0	34,8	71,0
Пендлтон, Орегон . .	10,2	11,2			26,6	32,2	35,0
Тэмпл, Техас	2,5	20,7	21,9	— 1,2	20,6	22,8	86,3
Урбана, Иллинойс . .	2,5	10,6	11,8	— 1,2	27,8	27,2	89,8

Разности между средними годовыми температурами воздуха и почвы на небольших глубинах, данные в таблице, соответствуют по величине и знаку значениям e табл. 18 и 19. В Девисе и Пендлтоне, где выпадение дождя [56] невелико, амплитуда колебания температур почвы значительно больше амплитуды температур воздуха, и даже на площадях с большим количеством атмосферных осадков, кроме Урбана, амплитуда колебаний температур почвы остается немного большей, чем амплитуда температур воздуха.

Возвращаясь к уравнению (11), мы имеем для выражения запаздывания по времени температурного максимума или минимума для данной глубины уравнение:

$$t = \frac{x}{2\sqrt{\chi}} \sqrt{\frac{T}{\pi}}. \qquad (13)$$

Значения t из уравнения (13) даны в табл. 17.

На той глубине, где отставание равно 180 дням, имеет место обратное распределение времен года. Наивысшая температура на этой глубине наблюдается зимой, а наинизшая — летом.

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ НИЖЕ УРОВНЯ ВОЗДЕЙСТВИЯ СОЛНЕЧНОГО ТЕПЛА

Производя температурные наблюдения в глубоких скважинах, автор настоящей работы, чтобы избежать влияния сезонных изменений, принял за правило начинать наблюдения с глубины 30,5 м

Таблица 17

ТЕМПЕРАТУРНОЕ ОТСТАВАНИЕ
(t, дни)

Глубина, м	x			
	0,0031, сухая почва	0,0049, влажная почва	0,0064, горная порода	0,0133, песчаник
0,30	10,0	8,0	7,0	4,8
1,52	50,2	39,9	34,9	24,2
3,05	100,4	79,9	69,9	48,5
4,57	150,6	119,8	104,8	72,7
6,10	200,8	159,7	139,8	96,9
7,62	251,0	199,7	174,7	121,2
9,14	301,2	239,6	209,6	145,4
10,67	351,4	279,5	244,6	169,7

и в то же время производить чрезвычайно тщательные определения средней годовой температуры почвы на нулевой глубине. Поскольку полные наблюдения включают определения с интервалами в 30, 75 или 150 м, то до глубины первых 300 м, используя метод наименьших квадратов, можно привести их к прямолинейной зависимости:

$$v = a + bx. \qquad (14)$$

Найденная таким путем величина a может быть принята за среднюю годовую температуру поверхности почвы, а разница между этой величиной и средней годовой температурой воздуха [56] для данной точки есть величина e, приведенная в табл. 18 и 19. Значения геотермической ступени ($1/b$) даны для того же самого предела глубин в 300 м. Другие значения a и b, приведенные в таблице, найдены из совокупности температурных наблюдений, произведенных в данной скважине. Значение a в этом случае определяется положением точки пересечения температурной кривой с осью температур.

Значения $1/b$ в последней колонке часто меньше, чем соответствующие значения в первой колонке. Следовательно, кривые этого типа обращены выпуклостью к оси глубин (как показано на кривой, дающей ход температуры с глубиной в скважине Лонг-Бич, рис. 4) и им соответствуют значения $1/b$, равные 29,1, 27,7 и 27,2 м/°С, приведенные в табл. 18 и 20.

При обобщении [57] данных по 679 скважинам было установлено, что 59% кривых выпуклы, 36% — вогнуты и только 5% являются прямыми линиями, как это должно вытекать из предположения о том, что Земля представляет собой большую однородную сферу, излучающую тепло в межзвездное пространство.

Таблица 18

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ГРАДИЕНТЫ И СООТВЕТСТВУЮЩИЕ КОНСТАНТЫ ДЛЯ США

Местность				Уровень, м	30,5—305 м		От 30,5 м до наибольшей наблюденной глубины				
город, нефтяное месторождение или шахта [47]	округ				e, °C	$1/b$, м/°C	глубина, м	a, °C	b, °C/м	$1/b$, м/°C	r, °C
	район	город	зона								
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
					Алабама						
Олбани	6	6S	4W		— 0,3	211,9	610	16,13	0,00725	137,8	0,21
Этвуд	26	8S	14W	170	+ 1,6	52,0	762	15,24	0,01797	55,7	0,18
Бирмингем	28	18S	2W		+ 1,7	60,0	610	15,49	0,01741	57,4	0,09
Файетт	Файетт				+ 0,9	70,4	381	15,72	0,01516	65,9	0,15
Вернон	22	15S	16W	99	+ 0,2	60,0	1067	16,26	0,01735	57,6	0,20
					Арканзас						
Эльдорадо	4	19S	15W		+ 0,9	29,1	658	15,90	0,04212	23,8	0,57
Смековер	8	16S	15W		+ 1,6	30,4	610	15,24	0,04105	24,4	0,62
					Калифорния						
Высоты Аламитос	Лос-Анжелос				— 5,3	24,8	1372	22,13	0,03848	26,0	0,19
Бейкерсфилд	11	28S	27E	287	— 6,9	45,8	1295	21,52	0,02860	34,9	1,31
Бейкерсфилд	30	28S	21E	213	— 6,8	32,4	2743	26,71	0,03439	29,1	1,80
Коалинга	12	20S	15E		— 4,7	26,9	1317	21,76	0,03580	27,9	0,01
Фуллертон	Орандж				— 5,2	27,3	1301	22,66	0,03498	28,6	0,41
Грес-Валлей [41]	Невада			671	+ 0,1	92,5	1036	12,57	0,00961	104,1	0,14
Хантингтон-Бич	Орандж				— 3,6	22,6	1219	19,19	0,04930	20,3	0,50

Таблица 18 *(продолжение)*

Местность				Уровень, м	30,5—305 м		От 30,5 м до наибольшей наблюденной глубины				
город, нефтяное месторождение или шахта [47]	округ				e, °C	$1/b$, м/°C	глубина, м	a, °C	b, °C/м	$1/b$, м/°C	r, °C
	район	город	зона								
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
					Калифорния *(продолжение)*						
Кеттлмен-Хиллс	3	22S	17E		—3,7	28,5	802	21,69	0,03283	30,4	0,34
Лонг-Бич	Лос-Анжелос			103	—4,9	29,1	2743	19,60	0,03618	27,7	0,53
Санта-Фе-Спрингс	Лос-Анжелос			47	—4,7	28,9	1379	22,04	0,03507	28,5	0,26
Сил-Бич	Лос-Анжелос			3	—0,6	18,6	1067	19,27	0,04112	24,3	0,81
Вентура	Вентура			17	—4,5	36,6	1067	19,66	0,02980	33,6	0,16
Виттьер	19	3S	10W	137	—6,8	32,9	1143	22,83	0,03416	29,3	0,35
					Колорадо						
Келхен	9	12S	62W		—3,3	34,8	1219	10,06	0,03120	32,0	0,59
Флоренс	32	18S	69W		—1,4	28,0	1067	12,38	0,03921	25,5	0,57
Форт-Коллинс	8	9	68W		—3,4	32,9	1219	10,23	0,03565	28,0	0,54
Лонгмонт	34	2N	69W		—4,7	30,9	1981	10,41	0,04373	22,9	1,21
					Иллинойс						
Бриджпорт	27	3N	12W		—0,2	30,0	549	12,71	0,03144	31,8	0,29
Казей	7	11N	14W		—2,1	53,0	686	13,85	0,02092	47,8	0,19
Робинсон	9	7N	12W		—0,1		305	12,42	0,03589	27,9	0,16
					Айова						
Эймс [42]	Стори				—0,9	78,9	640	9,83	0,01294	77,3	0,18

Таблица 18 *(продолжение)*

Местность				Уровень, м	30,5—305 м		От 30,5 м до наибольшей наблюденной глубины				
город, нефтяное месторождение или шахта [47]	округ				e, °C	$1/b$, м/°C	глубина, м	a, °C	b, °C/м	$1/b$, м/°C	r, °C
	район	город	зона								
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
					Канзас						
Огюста	20	28S	1E		—0,8	27,0	686	14,62	0,03478	28,7	0,27
Эльдорадо	28	25S	5E	417	+0,6	28,1	686	12,93	0,03543	28,2	0,23
Флоренс	28	21S	5E		—0,4	31,7	655	13,82	0,03002	33,3	0,22
Хеверхилл	22	27S	5E		—0,5	27,9	686	14,03	0,03529	28,3	0,24
Сиракузы [48]	5	26S	41W	1055	—1,7	45,0	1402	12,78	0,02603	38,4	0,72
					Кентукки						
Претер-Крик		Флойд			—0,4	66,9	457	14,23	0,01161	86,1	0,39
Роккестл-Крик		Мертин		252	+0,8	65,0	457	12,77	0,01393	71,8	0,33
					Луизиана						
Блю-Лейк	14	7N	14W		—1,7	30,4	610	18,77	0,04101	24,4	0,79
Оз. Кадо *	8	20N	16W		+0,6	20,7	610	18,79	0,04416	22,7	0,38
Хейнсвилл	18	23N	8W		+0,1	26,4	838	18,01	0,04092	24,4	0,44
Хомер	29	21N	7W		+0,2	20,3	610	17,70	0,05426	18,4	0,49
Мени	13	7N	11W		+0,1	28,5	762	16,94	0,04145	24,1	0,80
Монро	21	16N	6E		—0,3	26,8	686	18,66	0,04017	24,9	0,29
Пайн-Айленд	13	21N	15W		+0,2	19,3	1067	20,63	0,04043	24,7	0,80
Слайго	14	17N	12W		+0,4	21,2	503	19,02	0,04225	23,6	0,40
Цволле	10	8N	13W	95	—2,7	27,7	1030	20,57	0,03994	25,1	0,42

* Скважина заложена в озере.

Таблица 18 *(продолжение)*

Местность				Уровень, м	30,5—305 м		От 30,5 м до наибольшей наблюденной глубины				
город, нефтяное месторождение или шахта [47]	округ				e, °C	$1/b$, м/°C	глубина, м	a, °C	b, °C/м	$1/b$, м/°C	r, °C
	район	город	зона								
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
					Мичиган						
Хоутон	1	53N	35W		—0,7	71,2	504	5,22	0,01429	70,0	0,05
Кивинау-Пойнт *	Кивинау				—1,7	54,4	1633	6,36	0,01553	64,4	0,73
Лейк-Линден	6	55N	32W		—2,4	87,9	437	6,19	0,01380	72,5	0,19
Саррей	Клар				0,0	46,3	1128	4,52	0,03439	29,1	1,22
					Миссисипи						
Эмори	4	13S	18W	126	—0,1	89,1	762	15,97	0,01595	62,7	0,43
Монро	22	15S	17W	71	—0,4	101,2	533	17,00	0,01380	72,5	0,34
Джексон **	13	5N	1E		—0,5	19,1	686	19,25	0,05226	19,1	0,41
					Монтана						
Анаконда [44]	Дирлодж				+1,2	20,8	483	5,89	0,03848	26,0	2,19
Конрад	32	30N	2W	1097	—1,8	44,3	610	7,68	0,02227	44,9	0,06
Кевин-Сенбарст	21	34N	1W	1081	—2,4	60,4	1247	8,42	0,01759	56,9	0,53
					Невада						
Виргиния-Сити [45]	Сторей				+0,3	16,1	701	10,48	0,05659	17,7	0,87

* 70 наблюдений в шахтах.
** Пробурена на вулкане.

Таблица 18 *(продолжение)*

Местность				Уровень, м	30,5—305 м		От 30,5 м до наибольшей наблюденной глубины				
город, нефтяное месторождение или шахта [47]	округ				e, °C	$1/b$, м/°C	глубина, м	a, °C	b, °C/м	$1/b$, м/°C	r, °C
	район	город	зона								
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Нью-Джерси											
Франклин-Фарнес	Сассекс				—0,2	151,5	762	10,44	0,01066	93,7	0,14
Нью-Мексико											
Артезия	13	22S	29E	933	—2,8	98,0	881	20,48	0,00800	124,9	0,12
Карлсбад	24	20S	29E	1009	—2,2	100,7	1829	17,43	0,01383	72,3	0,62
Ловингтон	11	16S	32E	1341	—0,9	43,8	1372	20,01	0,01010	99,0	1,03
Розуэлл	25	11S	27E	1134	+3,3	88,1	914	18,61	0,01053	94,1	0,13
Нью-Йорк											
Гринвуд	Штеубен			546	—1,0	35,2	1295	7,44	0,02931	34,1	0,57
Тайрон	Шайлер			376	—0,7	30,3	533	8,55	0,03476	28,7	0,13
Виллинг	Оллегени			638	—1,2	44,1	1433	5,18	0,03093	32,3	1,09
Северная Дакота											
Лонтри	9	155N	85W	600	—3,4	34,8	1143	4,44	0,03642	27,4	1,15

Таблица 18 *(продолжение)*

Местность				Уровень, м	30,5–305 м		От 30,5 м до наибольшей наблюденной глубины				
город, нефтяное месторождение или шахта [47]	округ				e, °C	$1/b$, м/°C	глубина, м	a, °C	b, °C/м	$1/b$, м/°C	r, °C
	район	город	зона								
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
					Оклахома						
Ардмор	13	4S	2W		—0,5	66,0	914	16,96	0,01783	56,1	0,56
Ардмор-Хилдтон	22	3S	2W		0,0	59,0	838	17,17	0,01666	60,0	0,13
Бесси	3	10N	18W		—1,5	77,6	457	17,16	0,01509	66,2	0,16
Биллингс	20	24N	1W		—0,8	29,0	1037	15,64	0,03483	28,7	0,26
Блекуэлл	9	27N	1W		+0,7	26,9	610	14,48	0,03695	27,0	0,19
Бремен	8	28N	1W		—1,3	28,3	719	16,78	0,03312	30,2	0,19
Барбенк	22	27N	5E		0,0	29,0	869	14,08	0,03988	25,1	0,54
Кромвель	10	10N	8E		+0,7	28,0	914	14,62	0,04015	24,9	0,36
Девенпорт	2	14N	5E		+0,2	62,2	1029	14,82	0,02118	47,2	0,56
Дилуорт	8	28N	1E	340	—0,2	29,9	1029	14,71	0,03623	27,6	0,17
Драмрайт	5	18N	7E	262	—2,0	40,1	701	15,94	0,03279	30,5	0,67
Глин-Пул	12	18N	11E		+0,7	20,4	509	15,04	0,05000	20,0	0,21
Хольденвилл [48]	7	7N	10E		—1,0	29,0	1585	15,32	0,03549	27,4	0,69
Хабберд	12	26N	2W		—0,7	26,6	875	15,72	0,03833	26,1	0,27
Моррис	22	13N	14E	209	0,0	21,5	491	16,24	0,04473	22,3	0,28
Ньюкирк	15	27N	3E		—0,3	24,2	214	15,29	0,04054	24,7	0,50
Окмэ	26	12N	10E		+0,4	23,2	838	15,88	0,04216	23,7	0,28
Оклахома-Сити	12	11N	3W		—0,3	76,3	1829	13,93	0,02058	48,6	0,68
Оклахома-Сити	13	11N	3W		+1,3	66,1	1829	12,59	0,02116	47,3	0,63
Пепуэ	2	9N	9E		+0,2	27,9	914	15,09	0,03977	25,1	0,45

Таблица 18 *(продолжение)*

Местность				Уровень, м	30,5—305 м		От 30,5 м до наибольшей наблюденной глубины				
город, нефтяное месторождение или шахта [47]	округ				e, °C	$1/b$, м/°C	глубина, м	a, °C	b, °C/м	$1/b$, м °C	r, °C
	район	город	зона								
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
					Оклахома *(продолжение)*						
Перри	9	20N	2W		+0,7	30,2	914	14,93	0,03130	31,9	0,23
Сасакуа	7	6N	8E		—0,6	33,4	1037	15,60	0,03423	29,2	0,35
Семинол	18	9N	6E		—0,6	49,9	1219	14,06	0,03030	32,6	1,20
Тонкауа	2	24N	1W		—0,7	29,2	1219	15,17	0,03373	27,2	0,55
Уолтерс	4	2S	10W		—0,8	73,2	655	17,16	0,01575	63,5	0,21
Вивока	28	8N	8E	252	+0,4	27,3	914	15,48	0,03328	29,1	0,21
					Орегон						
Астория	25	8N	10W		—0,5	36,5	1152	10,59	0,03044	32,9	0,20
Бонанца	19	39S	12E		—0,2	9,6	1180	44,11	0,14825	6,7	1,08
Лейк-Вью	Лейк				—1,9	16,1	533	3,74	0,10369	9,7	3,37
Медфорд	Джексон				—2,9		274	14,80	0,02406	41,5	0,15
Вейл	19	19S	44E		—4,8	10,8	395	15,47	0,08339	12,0	1,18
					Пенсильвания						
Гейнс-Джанкшин	Тайога				—1,0	51,7	1676	5,02	0,02951	33,9	1,22
Дженеси	Поттер			642	—0,5	40,6	1524	5,09	0,02986	33,5	1,03
Хеброн	Поттер			657	+1,3	35,2	1600	3,84	0,03099	32,3	0,74
Джонстоун	Уестмореленд			829	—0,4	59,7	1981	5,94	0,02393	41,8	1,23
Лонг-Бридж	Уестмореленд			344	+1,1	39,4	2077	8,27	0,02853	35,1	0,79
Нью-Касл	Батлер				+0,6	47,0	1372	7,05	0,02955	33,9	1,08

Таблица 18 *(продолжение)*

Местность				Уровень, м	30,5—305 м		От 30,5 м до наибольшей наблюденной глубины				
город, нефтяное месторождение или шахта [47]	округ				e, °С	$1/b$, м/°С	глубина, м	a, °С	b, °С/м	$1/b$, м/°С	r, °С
	район	город	зона								
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	Техас										
Биг-Лейк	Аптон			879	—0,1	54,9	938	19,09	0,01274	78,5	0,54
Блю-Ридж	Форт-Бенд				—0,9	32,2	884	21,09	0,03281	30,5	0,30
Богги-Крик	Андерсон				—0,9	21,9	1129	18,25	0,05226	19,1	1,26
Бонхем	Феннин				—1,1	24,1	347	19,03	0,03984	25,1	0,26
Браунвуд	Броун			483	—2,3	33,5	381	20,43	0,02960	33,8	0,22
Келлисбург	Кук				—0,3	56,5	1122	17,86	0,01790	55,9	0,23
Кенейдиан	Хемпхилл				—1,3	69,1	1450	15,88	0,01825	54,8	0,65
Дейл	Келдуэлл				—0,6	25,6	686	20,20	0,04190	23,9	0,20
Демон	Бразория				—2,7	38,2	1219	22,02	0,02951	33,9	0,57
Дель-Рио	Вел-Вирд				—2,4	43,5	1123	23,39	0,02390	41,9	0,42
Диккенс	Диккенс				—1,9	53,6	732	18,57	0,01598	62,5	0,19
Истленд	Истленд				—2,1	31,2	914	18,85	0,03436	29,1	0,26
Эдвардс	Вел-Вирд			539	—1,1	43,8	2012	18,34	0,03037	32,9	1,74
Электра	Уичита				—0,4	47,3	553	18,66	0,02231	44,8	0,11
Эннис	Эллис				—3,0	32,0	404	21,16	0,03383	29,6	0,32
Феррис	Эллис				—0,6	27,0	381	19,19	0,03689	27,1	0,36
Графорд	Поло-Пинто			330	—1,8	31,6	914	19,62	0,03383	29,6	0,42
Грехем	Янг				—1,2	30,4	1321	19,09	0,03157	31,7	0,50
Гринвилл	Хунт				—0,9	28,1	533	19,52	0,03381	29,6	0,22

Таблица 18 *(продолжение)*

Местность				Уровень, м	30,5—305 м		От 30,5 м до наибольшей наблюденной глубины				
город, нефтяное месторождение или шахта [47]	округ				e, °C	$1/b$, м/°C	глубина, м	a, °C	b, °C/м	$1/b$, м/°C	r, °C
	район	город	зона								
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	Техас *(продолжение)*										
Гатри	Кинг				—1,7	51,4	899	19,11	0,01637	61,1	0,59
Хамбл	Харис				—0,8	23,5	743	20,64	0,04633	21,6	0,43
Леонард	Фенин				—1,3	30,5	762	19,92	0,02710	36,9	0,54
Лонг-Пойнт	Форт-Бенд				—1,2	30,7	1006	22,04	0,03217	31,1	0,26
Лалинг	Келдуэлл			136	—0,3	23,8	686	20,96	0,04187	23,9	0,28
Литтон-Спрингс	Келдуэлл				—0,9	21,8	507	21,86	0,04278	23,4	0,21
Мексия	Леймстон				—0,4	25,1	914	18,98	0,04185	23,9	0,20
Одесса	Мидленд				—2,8	79,1	605	19,96	0,01307	76,5	0,12
Озона	Крокетт				—0,5	53,3	1676	15,66	0,02950	33,8	1,13
Пампа	Роберта			824	—1,1	50,8	1524	16,44	0,01544	64,7	0,41
Панхендл	Керсон			995	—3,3	51,6	602	16,90	0,01950	51,2	0,61
Панхендл	Грей			988	—1,7	65,3	1044	16,14	0,01228	81,4	0,18
Панхендл	Липскомб				—1,1	67,9	1277	16,29	0,01518	65,9	0,37
Пирс-Дшанкшин	Харис			18	—1,9	32,4	1006	22,50	0,03195	31,3	0,20
Ренджер	Истленд				—1,7	26,9	914	18,58	0,03851	26,0	0,33
Шермен	Грейсон				—0,6	37,6	442	18,54	0,02530	39,5	0,29
Смис-Ренч	Де-Витт				—0,9	31,3	600	21,60	0,03467	28,9	0,30
Сант-Джо	Монтакью			311	+1,0	47,3	527	16,18	0,02169	46,1	0,09
Уако	Мак-Леннан				—3,2	27,9	607	23,63	0,03161	31,7	0,31
Вольф-Сити	Хунт				+0,2	28,7	610	17,32	0,03682	27,2	0,23

Таблица 18 *(продолжение)*

Местность				Уровень, м	30,5—305 м		От 30,5 м до наибольшей наблюденной глубины				
город, нефтяное месторождение или шахта [47]	округ				e, °С	$1/b$, м/°С	глубина, м	a, °С	b, °С/м	$1/b$, м/°С	r, °С
	район	город	зона								
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
					Юта						
Окр. Гренд	33	22	22		—2,8	73,7	1463	14,05	0,01839	54,4	0,57
					Вашингтон						
Бентон-Сити	27	11N	26W		—3,1	24,2	671	15,24	0,03762	26,6	0,23
Моклипс	8	20N	12W	50	+1,7	55,7	1037	6,87	0,02512	39,8	0,44
Ситтл	NW	54	32	15	+1,0	59,1	762	9,42	0,01730	57,8	0,13
					Западная Виргиния						
Бриджпорт	Харрисон		354	354	—1,3	47,0	2228	9,86	0,02554	39,2	1,65
Фэрмант	Мериот			366	—0,8	44,1	2286	9,58	0,02772	36,1	1,35
Грентсвилл	Кальхоун				0,0	47,6	1372	11,51	0,02195	45,6	0,42
Спенсер	Джилмер			257	+0,4	44,3	991	11,73	0,02149	46,5	0,12
Волкано	Вуд			371	—0,4	63,8	1341	9,46	0,02690	37,2	1,10

Таблица 18 *(продолжение)*

Местность				Уровень, м	30,5—305 м		От 30,5 м до наибольшей наблюденной глубины				
город, нефтяное месторождение или шахта [47]	округ				e, °C	$1/b$, м/°C	глубина, м	a, °C	b, °C/м	$1/b$, м/°C	r, °C
	район	город	зона								
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
					Западная Виргиния *(продолжение)*						
Вест-Унион	Додридж			347	+0,3	51,6	1981	7,63	0,02524	39,6	1,52
Вайет	Харрисон				—0,8	50,5	610	12,01	0,01855	53,9	0,09
					Вайоминг						
Биг-Мадди	Конверс				—1,9	29,1	991	9,93	0,03434	29,1	0,29
Коди	24	51N	101W	1649	—4,7	34,1	1295	10,84	0,03095	32,3	0,41
Гресс-Крик	Хот-Спрингс				—1,2	27,4	332	8,47	0,03560	28,1	0,16
Ленс-Крик	2	35N	65W		—3,6	22,2	1057	9,68	0,04958	20,2	0,29
Лост-Солдьер	10	26N	90W		—1,3	17,3	1036	9,37	0,04682	21,3	1,14
Пайн-Маунтин	Натрона				+0,3	21,5	683	9,44	0,03749	26,7	0,95
Раулинс	5	25N	86W	2118	—1,1	38,0	914	5,98	0,03192	31,3	0,64
Рок-Ривер	2	19N	78W		—2,1	40,8	914	7,94	0,02608	38,4	0,23
Солт-Крик	15	40N	79W	1510	—2,1	34,2	808	8,79	0,03789	26,4	0,57
Типот	28	39N	78W		—1,6	24,6	834	8,03	0,05001	20,1	0,64
Термополис	35	43N	94W		—3,6		274	10,53	0,07666	13,1	0,32
Окр. Хот-Спрингс	23	44N	95W		—4,1	30,9	429	10,70	0,03545	28,2	0,38
Литтл-Сенд-Дроу	2	44N	96W	11461	—2,7	37,6	914	8,48	0,02938	34,0	0,32

Таблица 19

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ГРАДИЕНТЫ И СООТВЕТСТВУЮЩИЕ КОНСТАНТЫ ДЛЯ РАЗЛИЧНЫХ СТРАН

Город или область страны	Пределы глубины, м		e, °С	$1/b$, м/°С	Глубина, м	a, °С	b, °С/м	$1/b$, м/°С	r, °С
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Мыс Доброй Надежды									
Карнарвон [1]	30	306	— 5,4	18,8	1525	26,49	0,03088	32,4	1,78
Трансвааль									
Витватерсранд [2]	151	305	+ 0,7	66,4	1194	16,43	0,00942	106,2	1,37
Витватерсранд	305	610	— 0,9		892	18,32	0,00817	122,6	0,31
Витватерсранд [3]	1804	2143	— 2,3	91,5	2143	18,48	0,00824	121,5	0,07
Борнео									
Самаринда [4]	233	387	+ 3,3		387	22,46	0,06363	15,7	0,30
Самаринда	290	471	— 7,7		471	33,39	0,03901	25,6	1,66
Самаринда	420	574	+ 2,8		574	22,91	0,05330	18,8	2,14
Япония									
Эчиго [5]	43	304	+ 1,3	24,2	607	11,26	0,04210	23,8	0,26
Эчиго	113	343	— 2,8	34,7	726	11,13	0,04364	22,9	2,16
Эчиго	32	328	— 0,4	23,6	611	11,98	0,05014	20,0	0,41
Австралия									
Грейт-Бесин [6]	219	544	— 0,9	26,8	914	24,52	0,02827	35,4	2,44
Новый Южный Уэльс [7]	185	320	— 1,5	84,9	442	15,91	0,02344	42,7	0,39
Северо-западная [8]	155	277	+ 4,1	10,6	770	31,14	0,03496	28,6	2,72

Таблица 19 *(продолжение)*

Город или область страны	Пределы глубины, м		c, °С	$1/b$, м/°С	Глубина, м	σ, °С	b, °С/м	$1/b$, м/°С	r, °С
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
				Австралия *(продолжение)*					
Южная [9]	415	649	+ 4,9	13,1	1433	30,23	0,05012	20,0	3,01
Южная [10]	94	344	+ 3,0	9,2	479	24,17	0,05610	17,8	4,40
Юго-западная [11]	93	450	— 1,1	22,8	563	22,83	0,02851	35,1	2,69
				Чехословакия					
Пршибрам [12]	74	360	— 1,6	60,1	889	8,93	0,01489	67,2	0,27
Пршибрам [13]	21	369	— 0,9	53,2	579	8,47	0,01520	65,8	0,59
				Франция					
Мартенкур [14]	600	1200	— 7,6		1200	16,61	0,02599	38,5	0,44
Па-де-Кале [15]	130	1364	— 1,0		1364	11,01	0,01795	55,7	0,25
Рушан [16]	300	600	— 1,1	29,7	1009	8,53	0,03784	26,4	0,37
				Германия					
Пехельбронн [18]	36	305	— 5,3	20,8	516	13,04	0,06381	15,7	1,04
Шладебах [19]	36	303	— 1,6	36,7	1716	9,53	0,02801	35,7	0,41
Зеневитц [20]	451	634	+ 0,7	42,4	1084	9,42	0,02129	47,0	0,43
Шперенберг [21]	120	596	— 1,6	33,3	1269	16,74	0,02641	37,9	0,84

Таблица 19 *(продолжение)*

Город или область страны	Пределы глубины, м		e, °С	$1/b$, м/°С	Глубина, м	a, °С	b, °С/м	$1/b$, м/°С	r, °С
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
				Англия					
Бристоль [22]	123	539	— 0,1		539	9,32	0,02654	37,7	0,07
Инс [23]	147	614	— 4,9	41,6	745	13,23	0,02741	36,5	0,56
Кентиш-Таун [24]	30	305	— 0,2	31,5	335	10,23	0,03212	31,1	0,72
				Уэльс					
Флинт-Коунти [25]	142	317	— 0,1		317	9,02	0,02382	42,0	1,30
Гламорганшайр [26]	166	388	— 0,1		388	8,98	0,02637	37,9	0,06
				Нидерланды					
Опло [27]	198	643	— 2,7	33,9	1000	11,77	0,03004	33,3	0,29
Севенум [28]	100	400	— 3,3	30,4	1000	13,06	0,02949	33,9	0,84
Витватерингс [29]	300	700	+ 2,7	29,2	1245	6,42	0,03434	29,1	0,54
Вунсдрехт [30]	230	670	— 3,4	36,4	1200	9,06	0,03806	26,3	1,13
Утрехт [31]	35	365	— 1,2		365	10,52	0,01923	52,0	0,11
				Польша					
Битков [32]	50	300	+ 0,1	60,9	950	6,74	0,02052	48,7	0,32
Кросно	50	300	— 1,0	44,2	600	8,49	0,02357	42,5	0,16
Парушовиц [17]	37	316	— 4,6	43,2	1959	10,49	0,02916	34,3	0,63

Таблица 19 *(продолжение)*

Город или область страны	Пределы глубины, м		e, °C	$1/b$, м/°C	Глубина, м	a, °C	b, °C/м	$1/b$, м/°C	r, °C
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
				СССР					
Биби-Эйбат [33] *	267	617	— 5,2	32,2	986	19,41	0,03170	31,5	1,93
Сураханы	181	459	+ 2,1	21,3	600	15,19	0,03880	25,8	0,78
Донецкий бассейн [31]	95	295	— 3,1	41,9	1200	9,94	0,02891	34,6	0,61
Донецкий бассейн	85	306	— 1,2	37,0	540	9,72	0,02732	36,6	0,17
Харьков [35]	50	350	— 1,7	37,8	565	12,13	0,01706	58,6	1,09
Харьков	50	350	— 3,4	68,1	450	12,44	0,01478	67,6	0,03
Борислав	52	300	— 1,2	53,7	1500	7,41	0,02667	37,5	0,41
Борислав	50	300	— 1,1	52,8	1275	7,12	0,02687	37,2	0,47
Борислав	100	300	— 1,5	53,7	1350	8,04	0,02147	46,6	0,48
Тустановичи	50	300	— 2,7	59,9	1200	7,73	0,02574	38,8	0,74
Москва	100	300	— 0,9	59,0	700	6,68	0,02009	49,8	0,39
				Канада					
Онтарио [36]	76	345	— 0,3	53,4	934	2,68	0,01112	90,0	0,58
Онтарио	72	411	— 4,2	123,0	1186	4,95	0,00817	122,6	0,11
Онтарио	55	374	— 4,2	108,9	1178	5,28	0,00782	127,9	0,18

* Одно наблюдение в каждой из 139 скважин.

Таблица 19 *(продолжение)*

Город или область страны	Пределы глубины, м		e, °С	$1/b$, м/°С	Глубина, м	c, °С	b, °С/м	$1/b$, м/°С	r, °С
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
				Канада *(продолжение)*					
Онтарио	335	792	— 2,1	73,4	1288	3,43	0,01321	75,7	0,09
Онтарио	119	607	— 4,3	95,7	1090	5,28	0,01092	91,7	0,10
Онтарио	179	611	— 2,2	71,5	915	2,37	0,01540	65,0	0,50
Онтарио	151	604	— 2,4	79,0	912	3,50	0,01281	78,0	0,13
Онтарио	122	305	— 3,7	65,8	945	7,69	0,01174	85,1	0,38
Альберта [37]	76	305	— 1,1	39,0	457	4,39	0,02563	39,0	0,08
Альберта	76	305	— 0,5	22,9	386	4,22	0,04065	24,0	0,48
				Мексика					
Туспан [38]	30	818	+ 0,8		818	23,39	0,05570	17,9	2,28
Туспан	23	297	— 3,1	25,5	1244	24,44	0,04522	22,1	1,92
				Бразилия					
Минас-Жераес [39]	1228	1780	+ 0,6	67,0	1871	17,13	0,01551	64,5	0,31
				Колумбия					
Пуэрто-Вилхес [40]	30	305	+ 1,2	66,1	945	25,96	0,01531	65,3	0,44

Таблица 20

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ГРАДИЕНТЫ ДЛЯ США, ОСНОВАННЫЕ НА ДАННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ТЕМПЕРАТУР НА ГЛУБИНАХ ОТ 610 М ДО НАИБОЛЕЕ ГЛУБОКОГО ИЗМЕРЕНИЯ В СКВАЖИНЕ

Город или месторождение	a, °С	b, °С/	$1/b$, м/°С	r, °С
1	2	3	4	5
Алабама				
Вернон	15,91	0,01783	56,1	0,09
Калифорния				
Высоты Аламитос	22,56	0,03804	26,3	0,15
Бейкерсфилд	14,69	0,03518	28,4	0,99
Коалинга	21,41	0,03613	27,7	0,11
Фуллертон	22,97	0,03474	28,8	0,42
Гресс-Валлей	13,39	0,00860	116,3	0,03
Хантингтон-Бич	16,81	0,05187	19,3	0,27
Лонг-Бич	18,31	0,03684	27,2	0,35
Санта-фе-Спрингс	23,47	0,03370	29,7	0,09
Сил-Бич	19,77	0,04017	24,9	0,07
Вентура	19,78	0,02971	33,6	0,04
Виттьер	23,79	0,03326	30,1	0,21
Колорадо				
Келхен	6,33	0,03507	28,5	0,37
Флоренс	8,46	0,04371	22,9	0,50
Форт-Коллинс	6,90	0,03911	25,6	0,30
Лонгмонт	6,76	0,04641	21,6	0,47
Канзас				
Сиракузы	8,18	0,03017	33,1	0,32
Луизиана				
Хейнесвилл	21,31	0,03685	27,3	0,09
Пайн-Айленд	24,59	0,03535	28,0	0,25
Цволле	22,52	0,03760	26,6	0,43
Мичиган				
Хоутон-Балтик[16] *	2,38	0,01681	59,5	0,03
Кивинау-Пойнт	5,46	0,01609	62,2	0,71
Саррей	2,59	0,04261	23,5	0,56

* От 1470 до 1900 м.

Таблица 20 *(продолжение)*

Город или месторождение	a, °С	b, °С/м	$1/b$, м/°С	r, °С
1	2	3	4	5
Монтана				
Кевин-Санбарст	7,28	0,01863	53,7	0,74
Нью-Мексико				
Артезия	20,99	0,00727	137,7	0,06
Карлсбад	15,29	0,01538	65,0	0,43
Ловингтон	24,24	0,00603	165,5	0,18
Розуэлл	17,97	0,01148	87,1	0,14
Нью-Йорк				
Гринвуд	4,29	0,03241	30,9	0,16
Виллинг	—0,09	0,03558	28,1	0,68
Северная Дакота				
Лонтри	—2,30	0,04373	22,9	0,63
Оклахома				
Ардмор	12,90	0,02315	43,2	0,83
Ардмор-Хилдтон	17,01	0,01691	59,1	0,07
Биллингс	15,59	0,03492	28,6	0,24
Барбенк	11,0	0,04422	22,6	0,43
Кромвель	11,41	0,04440	22,5	0,18
Девенпорт	10,81	0,02597	38,5	0,23
Дилуорт	14,33	0,03669	27,3	0,04
Хольденвилл	14,01	0,03829	26,1	0,34
Хабберд	12,79	0,04218	23,7	0,23
Ньюкирк	11,87	0,04484	22,3	0,86
Окмэ	14,70	0,04353	23,0	0,36
Оклахома-Сити	11,64	0,02231	44,8	0,62
Оклахома-Сити	10,77	0,02251	44,4	0,54
Пепуз	11,54	0,04447	22,5	0,43
Перри	13,38	0,03336	30,0	0,00
Сасакуа	13,69	0,03653	27,4	0,11
Семинол	7,63	0,03744	26,7	0,52
Тонкауа	11,86	0,04017	24,9	0,51
Вивока	13,73	0,04061	24,6	0,14

Таблица 20 *(продолжение)*

Город и месторождение	a, °С	b, °С/м	$1/b$, м/°С	r, °С
1	2	3	4	5
Орегон				
Астория	10,23	0,03089	32,4	0,07
Пенсильвания				
Гейнс-Джанкшин	—0,28	0,03377	29,6	0,36
Дженесси	0,09	0,03412	29,3	0,61
Хеброн	0,74	0,03346	29,9	0,56
Джонстоун	3,08	0,02590	38,6	1,22
Лонг-Бридж	6,29	0,02975	33,6	0,73
Нью-Касл	1,25	0,03507	28,5	0,25
Техас				
Биг-Лейк	—3,23	0,03122	32,0	0,96
Блю-Ридж	18,68	0,03614	27,7	0,04
Богги-Крик	13,89	0,05683	17,6	1,19
Каллисбург	16,55	0,01934	51,7	0,09
Кенейдиан	13,09	0,02082	48,1	0,56
Демон	18,88	0,03281	30,5	0,25
Дель-Рио	26,66	0,02040	49,0	0,11
Истленд	18,93	0,03445	29,0	0,18
Эдуардс	7,44	0,03713	26,9	0,48
Графорд	17,04	0,03737	26,8	0,18
Грехем	16,37	0,03407	29,4	0,53
Гатри	13,36	0,02353	42,5	0,85
Лонг-Пойнт	23,21	0,03066	32,6	0,09
Мексия	19,82	0,04083	24,5	0,04
Озона	12,02	0,03255	30,7	0,63
Пампа	16,26	0,01557	64,2	0,52
Панхендл	15,02	0,01356	73,7	0,17

Таблица 20 *(продолжение)*

Город или месторождение	a, °С	b, °С/м	$1/b$, м/°С	r, °С
1	2	3	4	5
Техас *(продолжение)*				
Панхендл	14,82	0,01664	60,1	0,36
Пирс-Джанкшен	23,73	0,03040	32,9	0,06
Рейнджер	15,23	0,04283	23,4	0,28
Юта				
Окр. Гренд	12,15	0,02005	49,9	0,35
Вашингтон				
Моклипс	4,82	0,02778	36,0	0,06
Западная Виргиния				
Бриджпорт	4,88	0,02865	34,9	1,17
Фэрмант	4,48	0,03095	32,3	1,24
Грентсвилл	8,35	0,02535	39,4	0,26
Спенсер	10,86	0,02260	44,2	0,08
Волкано	3,94	0,03223	31,1	0,33
Вест-Юнион	2,47	0,02878	34,7	0,82
Вайоминг				
Биг-Мадди	8,22	0,03644	27,4	0,21
Коди	12,99	0,02893	34,6	0,29
Ленс-Крик	10,19	0,04903	20,4	0,08
Лост-Солдьер	13,37	0,04159	24,0	0,26
Раулингс	0,65	0,03901	25,6	0,24
Рок-Ривер	4,44	0,03080	32,5	0,24
Салт-Крик	5,07	0,04371	22,9	0,39
Типот	6,07	0,05322	18,8	0,32
Литтл-Сенд-Дроу	5,82	0,03303	30,3	0,19

Таблица 21

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ГРАДИЕНТЫ ДЛЯ РАЗЛИЧНЫХ СТРАН, ОСНОВАННЫЕ НА ДАННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ТЕМПЕРАТУР НА ГЛУБИНАХ ОТ 610 М ДО НАИБОЛЕЕ ГЛУБОКОГО ИЗМЕРЕНИЯ В ДАННОЙ СКВАЖИНЕ

Город или область страны	a, °C	b, °C/м	$1/b$, м/°C	r, °C
1	2	3	4	5
Мыс Доброй Надежды				
Карнарвон	34,94	0,02320	43,1	0,27
Трансвааль				
Витватерсранд	12,69	0,01341	74,5	0,59
Витватерсранд	20,17	0,00580	172,7	0,32
Австралия				
Грейт-Бесин	16,76	0,03866	25,8	1,49
Южная	42,63	0,03944	25,3	2,41
Чехословакия				
Пршибрам	10,74	0,01258	79,5	0,21
Франция				
Рушан	5,82	0,04123	24,2	0,24
Германия				
Шладебах	8,29	0,02900	34,5	0,40
Зеневитц	9,23	0,02145	46,6	0,40
Шперенберг	20,32	0,02293	43,6	1,14
Нидерланды				
Опло	9,72	0,03235	30,9	0,14
Севенум	6,81	0,03691	27,1	0,98
Витватерингс	5,53	0,03523	28,4	0,67
Вунсдрехт	5,07	0,04236	23,6	1,56
Польша				
Парушовиц	9,11	0,03015	33,1	0,60
Битков	4,49	0,02344	42,6	0,35

Таблица 21 *(продолжение)*

Город или область страны	a, °С	b, °С/м	$1/b$, м/°С	r, °С
1	2	3	4	5
СССР				
Биби-Эйбат	22,39	0,02752	36,3	1,49
Донецкий бассейн	8,56	0,03068	32,6	0,49
Борислав	7,56	0,02659	37,6	0,35
Борислав	6,09	0,02798	35,7	0,38
Борислав	5,29	0,02402	41,6	0,39
Тустановичи	3,16	0,03068	32,6	0,17
Канада				
Онтарио	4,09	0,00900	111,1	0,14
Онтарио	5,05	0,00804	124,3	0,12
Онтарио	4,92	0,00817	122,4	0,07
Онтарио	3,62	0,01303	76,8	0,10
Онтарио	5,15	0,01108	90,2	0,11
Онтарио	5,24	0,01075	92,9	0,16
Онтарио	3,78	0,01247	80,3	0,24
Онтарио	9,30	0,00988	101,3	0,49
Мексика				
Туспан	18,73	0,05122	19,5	1,69
Колумбия				
Пуэрто-Вилхес	25,73	0,01598	62,5	0,27

Константы a и b табл. 18 и 19 нужно употреблять при интерполяции температур от 30,5 м до наибольшей глубины скважины (6-й столбец). При продолжении кривых за пределы наибольших глубин скважин в большинстве случаев лучше брать константы из табл. 20 и 21, так как константы в этих таблицах основаны на наблюдениях, произведенных в интервале от 610 м до наибольшей глубины скважины, и поэтому практически свободны от влияния топографии и других неправильностей поверхности. Почти все константы основаны на данных по индивидуальным скважинам; при выборе скважин отдавалось предпочтение тем, глубина которых больше и данные по которым более надежны.

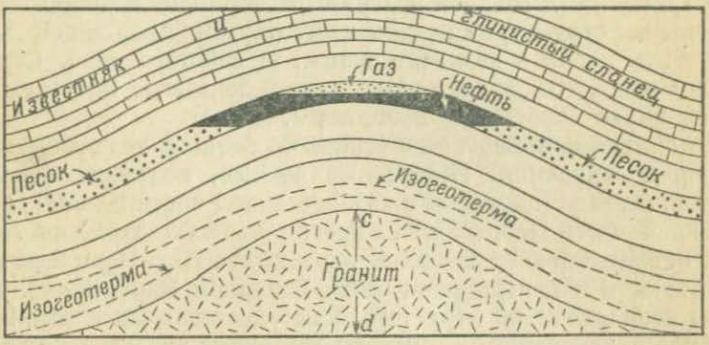
Величина r есть вероятная ошибка одного наблюдения с весом единица. Ее не нужно понимать в том строгом смысле, в каком это обычно принято в геодезии и астрономии. В случаях искривления

температурных кривых (рис. 3 и 4) значения r представляют собой, главным образом, величину отклонения от линейного закона; в других же случаях, в частности для шахт и для тех нефтяных месторождений, где проводились отдельные наблюдения в каждой скважине определенной группы, большие значения r могут означать, что наблюденные величины были широко и неправильно разбросаны.

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ ГРАДИЕНТЫ В ОСАДОЧНЫХ НАПЛАСТОВАНИЯХ

Как было объяснено в предыдущем параграфе, температурные градиенты меняются по вертикали; иногда удается открыть изменения по горизонтали как в локальном, так и в региональном масштабе.

На рис. 5 изображено сечение типичного нефтяного месторождения, в котором осадочные напластования покрывают гранитный хребет или купол. Приведенные цифры представляют собой средние



Геотермическая ступень, м/°С				
Интервал глубины, м	30-300	30-600	30-900	30-1200
Свод	15,18	15,42	15,24	14,45
Крыло	18,93	17,47	17,07	15,64

Рис. 5. Изменение значения геотермической ступени по горизонтали.

значения геотермических ступеней, подсчитанных с возможной точностью по 57 нефтяным месторождениям, отдельно для свода и для крыла каждой структуры. Таблица показывает, что на сводах структур кривые, дающие ход температуры с глубиной, близки к прямым, в то время как на крыльях получаются выпуклые кривые, как это показывает уменьшение величины геотермической ступени от 18,93

до 15,64 м на градус Цельсия для наибольшей глубины. То обстоятельство, что наблюденные изогеотермы (рис. 5) стремятся разойтись на крыльях структуры и что кривые, дающие ход температуры с глубиной, стремятся приблизиться к одной и той же температуре уже для сравнительно небольших глубин, является лишним доказательством того, что большинство этих кривых выпуклы в сторону оси глубин.

Локальные изменения чаще всего встречаются над соляными куполами или гранитными интрузиями, или хребтами, где высота *cd* вершины (рис. 5) над общим уровнем основания породы составляет несколько сот метров или больше. Такие структуры часто легко определить потому, что в этих случаях $1/b$ имеет малое значение. Так, например, Хомер (Луизиана) представляет собой, вероятно, соляной купол, а Типот, Термополис, Солт-Крик, Ленс-Крик и Лост-Солдьер в Вайоминге являются недавними поднятиями, в которых породы основания на небольших площадях подошли близко к поверхности земли. В Солт-Крик гранит находится на глубине около 1,6 км ниже дневной поверхности в районе вершины купола. В отдельных структурах подъем изогеотерм над вершиной складки может быть и очень незначительным. И действительно, Стронг [58] устанавливает, что складки известняков, покрытые пластами соли, обусловливают понижение изогеотерм.

Региональные изменения в основном зависят от глубин залегания пород основания. Интересные данные, подтверждающие эту гипотезу, были установлены в юго-восточной части Южной Дакоты, в восточной части Небраски [59], в центральной Оклахоме и в Аппалачах по направлению от западной части штата Нью-Йорк через запад Пенсильвании к центральной части Западной Виргинии [60]. Температуры возрастают по мере того, как уменьшаются глубины залегания пород основания, и в некоторых местах эта зависимость дает повод полагать, что температурные градиенты эмпирически могут быть увязаны с гравитационными аномалиями. Это значит, что напряжение силы тяжести достигает наибольшей величины для тех же самых районов, где глубины залегания пород основания являются наименьшими, а температуры в осадочных напластованиях — наибольшими.

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ ГРАДИЕНТЫ В ПОРОДАХ ОСНОВАНИЯ

В породах основания было сделано две серии надежных наблюдений: одна докторами Кридж и Пироу [61] в области Карнарвон в Южной Африке, другая — доктором Д. Ф. Хьюит [62] в двух скважинах в штате Георгия.

Карнарвонская скважина пронизывает 793 м осадочных пород, представленных глинистыми сланцами, известняками и песчаниками, и 732 м кристаллических пород, представленных гранитом

и гнейсом. Геотермическая ступень ($1/b$) для осадочных пород равна 24,2 м на 1°С, а для гранитов и гнейсов — 45,3 м на 1°С.

Скважины в штате Георгия расположены около Гриффина и Ла-Гранжа. Наблюдения производились с интервалами 30 м до глубины в 213 м в гриффинской скважине и до глубины 188 м в скважине Ла-Гранж. Геотермические ступени соответственно равны: 72,1 м на 1°С и 68,4 м на 1°С.

Д-р Хьюит любезно приготовил для автора этой статьи следующую очень интересную заметку о геологической истории площади, на которой расположены скважины:

Обе эти скважины расположены в пределах Дедевильского пояса метаморфических пород, из которых наиболее распространенной является так называемый каролинский гнейс. Эта порода — самая древняя из пород, слагающих данный пояс, причем все они имеют докембрийский возраст. Площадь, на которой пробурены скважины, была, вероятно, глубоко эродирована во время раннего палеозоя, а затем покрыта тонким слоем палеозойских осадочных отложений, который вместе с дополнительным слоем кристаллических пород также подвергся эрозии в послепалеозойское время. Современная поверхность, вероятно, залегает по меньшей мере на 3000, а может быть и на 7500 м ниже земной поверхности, существовавшей в период образования каролинского гнейса.

Соотношение величин геотермических ступеней в карнарвонской скважине несомненно обязано своим происхождением различию в теплопроводностях горных пород. Малые значения этих величин могут быть результатом последовательно сменявшихся процессов опускания, поднятия и эрозии, так как, согласно теоретическим выводам д-ра Джеффриза [63], за 130 миллионов лет температура у основания осадочной толщи, погружавшегося до глубины 10 км, могла подняться примерно до 250°С. Если это имеет место, то поднятие и эрозия должны приводить к сохранению вблизи поверхности Земли высокой температуры.

Для площадей, на которых расположены скважины в штате Георгия, метаморфизм и опускание были, вероятно, факторами меньшего значения. Главными факторами здесь, повидимому, были крупные поднятия и эрозия, которые описывает д-р Хьюит. То обстоятельство, что нагретые породы были подняты с больших глубин на поверхность Земли, указывает на то, что отмеченные значения геотермической ступени, составляющие около 71,3 м на 1°С, опять-таки слишком малы по сравнению с геотермическими ступенями для ненарушенных участков Земли. Таким образом, градиенты зависят от иных факторов и не могут быть объяснены одним только периодом времени, определенным из условий равномерного остывания однородной Земли. С другой стороны, низкие температуры в северной части Онтарио, вероятно, являются главным образом результатом фактора времени. Другим же важным фактором здесь могут быть только восходящие воды, которые образуют метал-

лоносные осаждения. Во время отложения металлов и долгое время спустя температуры около поверхности Земли должны были быть весьма высокими, но по истечении миллионов лет удаление больших количеств тепла благодаря конвекции и теплопроводности привело, в конечном счете, к ненормально низким градиентам.

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ ГРАДИЕНТЫ В ПЛАСТАХ ЛАВЫ

Глубокие скважины, пробуренные в лавовых потоках в Орегоне и Вашингтоне, являются весьма удобными объектами для определения температуры [64] на этих площадях, представляющих чрезвычайно большой геологический интерес. Вместо плавных кривых, подобных той, которая изображена на рис. 4, мы имеем здесь кривые, состоящие из отрезков, пересекающихся под острыми углами и образующих ряд ступеней, как это показано на кривой, дающей ход температуры с глубиной в барнской скважине (рис. 6). Пологие отрезки (рис. 6), вероятно, соответствуют конвекции воды в пористой лаве, а круто наклонные — представляют ход температуры в пластах плотных базальтов.

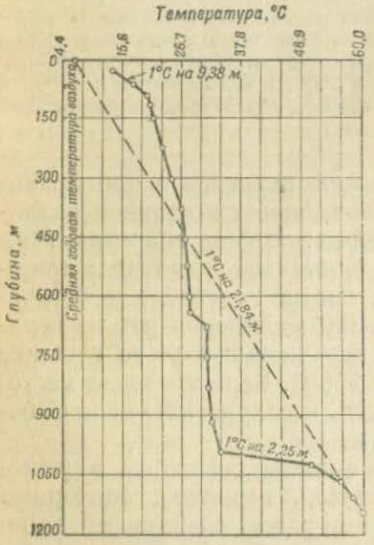


Рис. 6. Ход температуры с глубиной в пластах лавы примерно в 30 км к югу от Барнса, Орегон.

Эти лавовые потоки образовались перед началом неоплейстоцена, около 1 миллиона лет тому назад. Температура пород была необычайно высока. Температуры точки кипения встречаются часто, и притом на глубинах нередко меньших 300 м.

Знание механизма лавового потока должно помочь в понимании температурных градиентов. Проф. Дели [65] считает, что лавовые потоки зарождаются в стекловидном субстрате на глубине около 64 км. Лавы поднимаются к поверхности в результате расширения газа и ослабления давления пород в нижней части трещин, пронизывающих каменную оболочку Земли. Охлаждающий эффект расширяющегося газа будет действовать сильнее, чем тепло, образующееся благодаря трению при подъеме лавы. Химические реакции должны увеличивать температуру лавы на поверхности, но все эти эффекты кратковременны по сравнению с эффектом, вызываемым проникновением огромных масс горячей лавы к поверхности Земли.

Конвекционное перемещение таких огромных количеств тепла из областей, непосредственно окружающих трещины, должно, в конце концов, привести к тому, что по прошествии чрезвычайно больших промежутков времени температура опустится гораздо ниже, чем это должно бы было произойти под влиянием только одной теплопроводности. В то же время на ранней стадии процесса охлаждения поток тепла, идущий из лавы, будет весьма отдаленно напоминать поток тепла, выходивший из Земли вслед за ее затвердеванием. Поэтому большие различия в градиентах для древних и современных потоков лав зависят, главным образом, от истекшего времени. Миллионы лет должны были пройти прежде, чем было достигнуто такое состояние низких температур, которое наблюдается в штатах Орегон и Вашингтон.

ВЫВОДЫ

Наше знание хода изогеотерм в континентальных массивах весьма неполно, так как наблюдения, как правило, концентрируются в областях нефтяных месторождений или на рудничных площадях, т. е. в таких местах, где геологические условия весьма сильно отклоняются от нормальных. Однако наблюдения все же приводят к заключению о том, что более низкие температуры и, вероятно, значительно более низкие температуры преобладают в областях больших синклиналей, вмещающих сравнительно небольшие площади, на которых располагаются купола и антиклинали.

Далее, в связи с перемещением огромных количеств горячей воды к поверхности Земли в районах рудных месторождений, можно ожидать, что при достаточном промежутке времени, прошедшем с тех пор, когда вода достигла поверхности, изогеотермы на этих площадях опустились ниже своего нормального положения.

На площадях осадконакопления изогеотермы имеют тенденцию отражать глубины залегания пород основания. Например, в центральной части штата Оклахома изогеотермы, идущие непосредственно над породами основания, стремятся стать параллельными подошве этих пород [66]. Поэтому в большинстве случаев изогеотермы в осадочных пластах воздымаются над куполами и антиклиналями, в то время как в прилегающих синклиналях они понижаются и их распределение по вертикали связано с глубиной залегания пород основания в том отношении, что температуры убывают* с увеличением глубины залегания пород осно-

* Здесь неточное выражение автора, так как имеется в виду *относительное* уменьшение температур для одних и тех же абсолютных уровней в областях глубокого залегания пород основания по сравнению с областями их неглубокого залегания. *(Прим. ред.)*

вания. На ряде площадей такое соотношение означает, что высокие значения температурных градиентов и положительные гравитационные аномалии оказываются связанными друг с другом.

На протяжении геологических эпох в результате опусканий, поднятий и эрозии температурные градиенты колебались в ту или другую сторону в широком диапазоне величин, так что среднее значение градиента является скорее мерилом аномалий, чем периода времени, определенного из предположения о равномерном остывании земного шара. Среднее значение градиента для площадей развития осадочных пород на континентах может быть определено лишь весьма приблизительно. Можно, однако, утверждать, что в США величина геотермической ступени почти повсеместно больше, чем 32,9 м на 1°С и, возможно, достигает 60,4 м на 1°С [66].

Ненарушенность пластов и большой возраст горных пород являются необходимыми предпосылками для значительного понижения изогеотерм, как это видно на примере осадочных слоев в южных Аппалачах и в пермском бассейне и (на площадях рудоносных отложений) в Грасс-Валлей, северном Онтарио, северном Мичигане и Витватерсранде.

Табл. 18—21 показывают, что геотермическая ступень порядка 28 м на 1°С встречается либо у поверхности, либо на глубине в 1,5—3,0 км на значительной части территории земного шара, занятой толщами осадочных пород. На площадях развития древних горных пород большая величина геотермической ступени является, вероятно, результатом радиоактивности и комбинированного воздействия опусканий, поднятий и эрозий. Нам недостаточно известен характер кривых хода температуры с глубиной в охлажденных районах рудных месторождений. Но табл. 20 и 21 показывают, что характер этих кривых имеет тенденцию оставаться неизменным с глубины 610 м и до наибольших глубин, для которых только определялись температуры. Этот результат совпадает с гипотезой о том, что со времени продвижения лав и горячих вод к поверхности современных рудных областей прошел весьма длительный период времени.

Большое значение для автора в его попытках интерпретации температурных градиентов на площадях металлоносных отложений имели представления В. Д. Джонстона и Дж. Б. Мерти о процессах образования рудных месторождений. Много полезных критических замечаний и пожеланий по поводу излагаемого материала было высказано Дж. Ф. Лоулином, Дж. Р. Мансфильдом, В. В. Рубеем и С. Г. Даном. Термические константы табл. 18—21 вычислены методом наименьших квадратов Г. С. Спайсером.

ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ IV

А. К ТАБЛ. 18 И 19

1. *Krige, L. J., Pirow, H.* Temperature measurements in the Dubbeldevlei bore hole, Carnarvon district. Geol. Soc. South Africa Trans., **26**, 50—64 (1923).
2. *Marriott, H. F.* Earth temperatures and deep level mining. Royal Meteorological Soc. London Quart. Jour., **32**, 140 (1906).
   Marriott, H. F. A record of an investigation of earth temperatures in the Witwatersrand gold fields, and their relation to deep level mining in the locality. Inst. Min. Meteorol. Trans., **15**, 405—432 (1905—1906).
   Wiston, E. M. Rock temperature on the Rand and elsewhere. South African Min. Jour., **8**, (Pt. 2), 417 (1910).
   Watson, T. L. Underground temperatures. Science, **33**, 828—831 (1911).
3. *Mavrogordato, A., Pirow, H.* Deep level mining and high temperatures. South African Inst. Engineers Jour., **25** (No. 7), 112 (1927).
   Tillard, M. O., Ranson, E. C. Rock and air temperatures in deep level mines. Chem. Met. Min. Soc. South Africa, Jour., **26** (No. 8), 186 (1926); **27** (No. 8), 179—185 (1927).
4. *Koenigsberger, J., Mühlberg, M.* Über Messungen der geothermischen Tiefenstufe, deren Technik und Verwertung zur geologischen Prognose, und über neue Messungen in Mexiko, Borneo und Mitteleuropa. Neues Jahrb., Beilage-Band, **31**, 107—157 (1911) (см. стр. 118—119).
   Koenigsberger, J., Mühlberg, M. On measurements of the increase of temperature in boreholes with the depth: the technics and practical importance of the same for geological prognosis, with reference to new measurements in Mexico, Borneo and in Central Europe. Inst. Min. Eng. Trans., **39** (Pt. 4), 617—639 (1910).
5. *Kawamura, S.* On the geothermic gradients in the Echigo oilfields. Jour. Geol. Soc. Tokyo, **19** (No. 223), 179—185 (1912); **19** (No. 224); 222—227 (1912).
   Kobayaski, G. The influence of petroleum on the geothermic gradients in the Echigo oilfields. Jour. Geol. Soc. Tokyo, **19** (No. 222), 9—13 (1912).
6. Report of the Third Interstate Conference on Artesian Water. Adelaide, 1921. (Данные заимствованы из таблицы 10.)
7. *Rae, J. L. C., Pitman, E. F., David, T. W. E.* Records of rock temperatures at Sidney Harbour Colliery, Birthday Shaft, Balmain, Sydney, New South Wales. Royal Soc. New South Wales. Jour. and Proc., **33**, 207—224 (1889).
8. Report of the Second Interstate Conference on Artesian Water. Pp. 252—253. Brisbane (1914).
9. Там же, стр. 261.
10. Там же, стр. 260.
11. См. ссылку 6, стр. 54—55; ссылку 8, стр. 252—255.
12. *Schmid, J.* Beobachtungen der Luft- und Gesteins-Temperatur in verschiedenen Teufen der Adalbert-Grube zu Pribram. Oesterr. Zeitschr. Berg- u. Hüttenwesen **34**, 407—408 (1882).
13. Brit. Assoc. Adv. Sci. Rept., **45**, 14—18, 156—161 (1875).
14. См. ссылку 4, стр. 123.
15. *Leprince-Ringuet, F.* Mésures géothermique effectuées dans le bassin du Pas-de-Calais. Compt. Rendus, **144**, 347—349 (1907).
16. *Poussigue, L.* Fonçage et installation du premier puits de mille mètres creusé en France. Soc. de l'industrie minérale Saint-Etienne. Bull., **2**, 77—232 (1903).
    British Assoc. Adv. Sci. Rept., 51—55 (1904).

17. *Henrich, F.* Über die Temperaturverhältnisse in dem Bohrloch Paruschowitz V. Zeitschr. prakt. Geologie, **12**, 316—320 (1904).
Henrich, F. Über die Temperaturen in dem Bohrloche Paruschowitz V. Zeitschr. Berg-Hütten-u. Salinenwesen preuss. Staate, **52**, 1—11 (1904). Также Glückauf, 1273—1277 (1895).
Underground temperatures in the Paruschowitz No. 5 boring. Germany. Inst. Min. Eng. Trans., **27**, 592—593 (1903—1904).
British Assoc. Adv. Sci. Rept., 64—71 (1901).

18. *Branco, W.* Die aussergewöhnliche Wärmezunahme im Bohrloche von Neuffen verglichen mit ähnlichem Verhalten anderer Bohrlöcher. Mit einem Anhange von Prof. Dr. A. Schmidt. Jahresh. des Ver. für vaterländ. Naturkunde in Württemberg, **53**, 28—55 (1897).
Branco, W. Über H. Höfer's Erklärungsversuche der hohen Wärmezunahme im Bohrloche zu Neuffen. Zeitschr. deutsch. geol. Gesell., **56**, 174—182 (1904).
Fortschritte der Physik, **53**, 421 (1897).
Daubrée, A. La température intérieure du globe et les sources de pétrole d'Alsace. L'Astronomie, **12**, 414—418 (1893).
Daubrée, A. Couches à pétrole des environs de Pechelbronn (Basse-Alsace), températures exceptionalement élevées qui s'y manifestent. Compt. Rend., **117**, 265—269 (1893).

19. *Dunker, E.* Über die Temperatur-Beobachtungen im Bohrloche zu Schladebach. Neues Jahrb., **1**, 29—47 (1889).
Kobrich. Über Messungen der Erd-Temperatur in den Bohrlöchern zu Schladebach und Sennewitz. Zeitschr. Berg-, Hütten-u. Salinenwesen preuss. Staate, **37**, 171—190 (1889).
British Assoc. Adv. Sci. Rept., 35—40 (1889).

20. *Kobrich.* Ссылка 19.

21. *Dunker, Edward.* Über die Benutzung tiefer Bohrlöcher zur Ermittelung der Temperatur des Erdkörpers und die deshalb in dem Bohrloche I zu Sperenberg auf Steinsalz angestellten Beobachtungen. Zeitschr. Berg-, Hütten-u. Salinenwesen preuss. Staate, **20**, 206—238 (1872).
Henrich, F. Über die Temperaturen in dem Bohrloche zu Sperenberg und die darüber angestellten Rechnungen und Schlüsse. Neues Jahrb., 897—905 (1877).
British Assoc. Adv. Sci. Rept., **46**, 204—211 (1876).

22. Там же, **49**, 40—46 (1879).

23. Там же, **40**, 29—41 (1870).
Coal Commission Rept., **2**, 143, 148, 149 (1871).
Prestwich, Joseph. Collected Papers on Some Controverted Questions of Geology. Pp. 203, 258, 266. New York, The Macmillan Company (1895).

24. British Assoc. Adv. Sci. Rept., **39**, 176—189 (1869), 29—41 (1870), 14—25 (1871).
Prestwich. Ссылка 23, стр. 228, 259, 273.

25. British Assoc. Adv. Sci. Rept., **50**, 26—29 (1880), 90—92 (1881).
Prestwich. Ссылка 23, стр. 261, 271.

26. British Assoc. Adv. Sci. Rept., 93—97 (1885).

27. Temperatur-Metingen in diepe Boorgaten. Jaarverslag der Rijksopsporing van Delfstoffen, 23—25 (1912), 25—28 (1911).

28. Там же, 32—33 (1914).

29. Там же, 34—35 (1914).

30. Там же, 12—15 (1913).

31. *Harting, P.* Temperaturmessungen in einem 369 Meter tiefen Brunnen (Utrecht). Fortschr. d. Physik, **36**, 376—377 (1880).

32. *Arctowski, Henryk.* Nouvelles recherches sur les gradients thérmiques dans les puits à pétrole de Boryslav, Krosno et Bitków. Institut de géophysique de l'université de Léopol (Lwów). Communication, **7**, 1—45 (1924).

33. *Голубятников, Д. В.* Геотермические измерения в Биби-Эйбате и Сураханах. Труды Геологического комитета, Нов. сер., 141, 1,1—40 (1916).

34. *Красковский, С. А.* Геотермические измерения в Сталинском районе Донецкого бассейна. ЦНИГРИ, Полезные ископаемые, сборн. 1 (1933).

35. *Красковский, С. А.* Геотермические измерения в буровых скважинах. Геотермические измерения в Москве. Труды ЦНИГРИ, вып. 8 (1934).

36. *Cleland, Ralph H.* Rock temperatures and some ventilation conditions in the mines of northern Ontario. Canadian Min. Met. Bull., **256**, 379—407 (1933).

37. Communicated by *Roy O. Armstrong*, Royalite Oil Company, Calgary, Canada.

38. *De Golyer, E.* The significance of certain Mexican oil field temperatures. Econ. Geology, **13** (No. 4), 275—301 (1918).

39. *Chalmers, G.* Ventilating the world's deepest mine. Canadian Min. Jour., **36**, 462—465 (1915).
Davies, Eric. Proposed method for improving the underground atmospheric conditions at the Morro Velho mine of the St. John Del Rey Mining Company, Brazil. Inst. Min. Eng. Trans., **58**, 332—333 (1919—1920).

40. Data from *Oliver B. Hopkins*, Chief Geologist, International Petroleum Company. Toronto, Canada. (Baranca Bermeja Oil Field.)

41. *Johnston, Jr. W. D.* Geothermal gradient at Grass Valley, California. Washington Acad. Sci. Jour., **22**, 267—271 (1932), 390—393 (1932).

42. *Beyer, W. S.* The Iowa Agricultural College Water Supply. Ames (1897).

43. *Bass, N. W.* Kansas Geol. Survey Bull., **11**, 83 (1926).

44. *Darton, N. H.* Geothermal data of the United States. U. S. Geol. Survey Bull., **701**, 58—59 (1920).

45. *Becker, George F.* Geology of the Comstock Lode and the Washoe District. U. S. Geol. Survey Mon., **3**, 246—252 (1882).

46. *Miser, H. D.* Temperature of Oklahoma's deepest well. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **8**, 525—526 (1924).

47. См. также Am. Petroleum Inst. Production Bull. 205, October, 1930, и статью о температурных градиентах в «Problems of Petroleum Geology». Pp. 989—1021. Tulsa, Oklahoma, Am. Assoc. Petroleum Geologists, 1934. Данные, не вошедшие в настоящий список, взяты из неопубликованной статьи автора.

Б. ЛИТЕРАТУРА, ОТНОСЯЩАЯСЯ К ГЛАВЕ В ЦЕЛОМ

48. *Nutting, P. G.* Deformation and temperature. Washington Acad. Sci. Jour., **19**, 109—115 (1929).

49. *Van Orstrand, C. E.* On the flow of heat from a rock stratum in which heat is being generated. Washington Acad. Sci. Jour., **22**, 529—539 (1932).

50. *Adams, L. H.* A physical source of heat in springs. Jour. Geol., **32**, 192—193 (1924).

51. *Kimball, H. H.* A Ångström on «The albedo of various surfaces of ground». Monthly Weather Rev., **54**, 453 (1926).

52. *Callender, Hugh L.* Preliminary results of observations of soil temperatures with electrical resistance thermometers, made at the McDonald Physics Building, McGill University, Montreal. Roy. Soc. Canada, Proc. and Trans., 2d ser., **1**, 75 (1895).

53. *Ingersoll, L. R., Zobel, O. J.* An introduction to the mathematical theory of heat conduction. Chap. V. Boston, Ginn and Company (1913).

54. *Carslaw, H. C.* Introduction to the mathematical theory of the conduction of heat in solids. Sec. 24 and 27. New York, The Macmillan Company (1921).

55. *Tamura, S. Tetsu,* Observations of earth temperatures in Japan. Monthly Weather Rev., **33,** 296—302 (1905).
Lowan, Arnold N. Note on the thermal history of the earth. Phys Rev., **45,** 899—900 (1934).

56. Climatological data of the United States by sections. U. S. Weather Bureau. *Washington, D. C.*

57. *Van Orstrand, C. E.* Temperature gradients. В «Problems of Petroleum Geology», p. 1007. Tulsa, Oklahoma, Am. Assoc. Petroleum Geologists (1934).

58. *Strong, M. W.* The significance of underground temperatures. World Petroleum Congress Proc., **1,** 124—128 (1933); Petroleum Times, **30,** 132 (1933).

59. *Darton, N. H.* Geothermal data of the United States. U. S. Geol. Survey Bull., **701,** 80 (1920).

60. *Van Orstrand, C. E.* On the estimation of temperatures at moderate depths in the crust of the earth. Am. Geophys. Union, Pt. 1, 21—33 (1937).

61 *Krige, Pirow.* Цитирована (1).

62. *Hewett, D. F.* Неопубликованные данные.
Hewett, D. F., Crickmay, G. W. The Warm Springs of Georgia, their geologic relations and origin. U. S. Geol. Survey Water-Supply Paper **819,** (1937).

63. *Jeffreys, H.* The thermal effects of blanketing by sediments Monthly Notices Royal Astronomical Soc., Geophys. Suppl., **2,** 323—329 (1931).

64. *Van Orstrand, C. E.* Temperatures in the lava beds of east central and south central Oregon. Am. Jour. Sci., **35,** 22—46 (1938).

65. *Daly, R. A.* Our Mobile Earth. New York, Charles Scribner's Sons (1929). (См. фиг. 77, 158, pp. 140, 253, pp. 134—135.)

66. *Lahee, F. H.* Field Geology. Pp. 543—544. New York McGraw-Hill Book Company, Inc. (1931).

67. *Van Orstrand, C. E.* Normal geothermal gradient in the United States. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **19,** 114 (1935).

Разбор некоторых теоретических вопросов и данные по геотермическим наблюдениям, производившимся в СССР, читатель может найти в приводимом ниже списке литературы: *Н. Н. Корытникова.* Влияние теплопроводности горных пород на геоизотермы. Журнал геофизики, т. VII, № 2 (25), стр. 62—89 (1937). О связи глубинных температур с термическими коэфициентами горных пород. Изв. АН СССР, Серия географическая и геофизическая, т. VII, стр. 115—133 (1943). *С. А. Красковский.* Геотермические измерения в СССР с 1928 по 1938 г. Труды комиссии по геотермике АН СССР, вып. 1, 1941. *А. Шайдеров.* Геотермические измерения в Новогрозненском районе. Азербайджанское нефтяное хозяйство № 4 (1929). *С. С. Ковнер.* К обоснованию термического метода разведки. ДАН СССР, т. 37, № 3 (1942). Расчет величины термической аномалии антиклинали. ДАН СССР, т. 56, № 5 (1947). Геотермические аномалии ишимбайских месторождений. ДАН СССР, т. 63, № 3 (1949). *(Прим. ред.)*

ГЛАВА V

ОСТЫВАНИЕ ЗЕМЛИ И ЕЕ ВНУТРЕННЯЯ ТЕМПЕРАТУРА

Б. ГУТЕНБЕРГ

Первый период после образования Земли характеризовался сравнительно быстрыми изменениями. Мерсье [24] показал, что всякий разумный выбор характеристик газообразного шара, имеющего массу Земли и начальную температуру в центре, равную 6000° К, приводит к заключению о том, что в мощном наружном слое железо должно было мгновенно конденсироваться в жидкий металл, а затем по каплям осаждаться к центру. Джеффриз (ссылка 1, стр. 79) подсчитал, что кора сделалась твердой меньше, чем через 15 000 лет после своего образования, и вскоре после этого охладилась у поверхности настолько, что стало возможным образование океана. Попытка описать изменения, произошедшие в течение этого времени, была предпринята П. Г. Наттингом [2].

Как указывал В. М. Гольдшмидт [3], процесс разделения слоев в недрах Земли можно сравнить с процессом обогащения руды в доменной печи (см. гл. VII). Таким образом, является вероятным, что в течение этого времени образовалось ядро, окруженное оболочкой и тонким слоем еще более легких материалов. Весьма вероятно, что разность плотностей между отдельными материковыми пластами была настолько велика, что конвекционные токи между двумя пластами были невозможны. Однако, согласно теоретическим заключениям Джеффриза (ссылка 1, стр. 140) и Пекериса[4], возможно, что на площади Тихого океана и в более глубоких слоях оболочки такие токи существовали и могут существовать до настоящего времени. Как только наружная кора затвердела, процесс охлаждения пошел значительно медленнее. Детали процесса во многом зависят от свойств участвующих в нем материалов. Так например, если в некотором слое плотность кристаллического состояния значительно выше, чем стекловидного, то кристаллические блоки, образовавшиеся на поверхности, должны были погружаться, в противном случае они оставались бы наверху. Если в данном слое повышение точки плавления с глубиной идет быстрее, чем возрастание температуры, то его кристаллизация может начаться со дна. Вопрос о том, через сколько времени после начала кристаллизации образовались существующие «древнейшие» части континентов, и другие аналогичные проблемы могут быть освещены не раньше, чем мы получим более надежные данные о физических константах и процессах, относящихся к глубинам Земли. По тем же причинам еще

невозможно на основании наших знаний об историческом развитии Земли строить заключения о ее внутреннем состоянии.

Изучением процесса охлаждения земной коры, продолжающегося с момента ее кристаллизации, занимались многие [1, 5, 6, 7]. Проблема сильно усложняется тем фактом, что тепло, утекающее с поверхности Земли, обязано своим происхождением не только остыванию, но содержит, кроме того, тепло, возникшее в процессе распада радиоактивных веществ. Это последнее, в свою очередь, также изменялось с течением времени в зависимости от констант распада. Как указал Бривер [8], константа распада K^{40}, являющегося радиоактивным изотопом калия, приводит к заключению о том, что на ранних стадиях существования Земли K^{40} был более распространенным, чем теперь. Количественная сторона этого и подобного ему процессов требует дальнейшего изучения. С другой стороны, геологи установили, что в течение некоторых периодов, например в архейское время, Земля была особенно горяча (см. гл. I).

Закон современного изменения температуры T с глубиной z вблизи поверхности ($z = 0$) дан Джеффризом (ссылка 1, стр. 150), с достаточно хорошим приближением, в форме:

$$kG_0 = k\left[\frac{\partial T}{\partial z}\right]_{z=0} = \int_0^\infty P dz + kA. \qquad (15)$$

То есть:

Поток тепла к земной поверхности = теплу, образуемому радиоактивными веществами, + тепло, возникающее за счет остывания (включая кристаллизацию).

k — коэфициент теплопроводности, P — количество тепла радиоактивного происхождения, выделяющегося на единицу объема, A — эффект остывания Земли, включая процессы кристаллизации. Величина A зависит от различных констант внутри Земли, главным образом от температурного градиента в оболочке и коэфициента теплопроводности k. Так как обе эти величины неизвестны даже приблизительно, если не считать диапазона весьма умеренных глубин, то количественное выражение A весьма сомнительно. Количество тепла, возникающего при кристаллизации, вероятно, меньше величины ошибки в подсчете охлаждения кристаллической части Земли. Джеффриз [1] подсчитал, что A, вероятно, меньше чем 4°С/км, при допущении, что в гранитном слое $k = 0{,}006$, а в более глубоких частях оболочки $k = 0{,}004$, удельная теплоемкость 0,20, плотность 3,3, точка плавления глубоко залегающих пород для условий нормального давления 1400°С, а ее возрастание с глубиной $m = 3$°С/км. Наиболее серьезное допущение, которое он здесь делает, состоит в том, что для более глубоких частей оболочки он прини-

мает меньшую теплопроводность, чем для гранитного слоя. Если же в действительности она там больше, то величина A должна быть значительно больше. $\partial T/\partial z$ есть вертикальный температурный градиент G. Если предположить, что земная кора состоит из некоторого числа слоев с мощностями $D_1, D_2, D_3, \ldots$ и с соответствующими коэфициентами теплопроводности $k_1, k_2, k_3, \ldots$, которые принимаются постоянными для каждого слоя, и при постоянных же для каждого слоя количествах радиоактивного тепла $P_1, P_2, P_3, \ldots$, то из уравнения (15) получим:

$$G_0 = \frac{P_1 D_1}{k_1} + \frac{P_2 D_2}{k_2} + \frac{P_3 D_3}{k_3} + \cdots + \text{около } 4^\circ \text{ С/км}. \qquad (16)$$

Величина G_0 должна быть взята из наблюдений (см. гл. IV). Джеффриз принимает ее равной 32°С/км. В настоящее время считается более вероятной величина меньше 32° С/км. Сумма членов $\frac{PD}{k}$ в уравнении (16) поэтому вряд ли превышает 30° С/км, но, вероятно, превышает 15°С/км. Это означает, что бóльшая часть теплового потока, идущего через поверхность Земли и имеющего порядок 10^{-6} кал/сек. на см ^{2} или $5 \cdot 10^{12}$ кал/сек. для всего земного шара, образуется в результате радиоактивного распада веществ внутри Земли. Остается только подчеркнуть, что эти цифры могут отличаться от истинных в два раза или даже больше.

Для того чтобы найти P, должно быть известно количество радиоактивного вещества на грамм породы, тепло, образуемое 1 г радиоактивного вещества, и плотность породы, что позволит подсчитать тепло на единицу объема. Данные, касающиеся количества радия и тория в горных породах, были недавно собраны и обработаны Джеффризом [9]. Некоторые характерные величины, взятые из его данных и данных других авторов, собраны в табл. 22, где указано также тепло, образующееся на грамм породы в предположении, что 1 г радия излучает 0,039 кал/сек., а 1 г тория $6{,}1 \cdot 10^{-9}$ кал/сек. Гранит *a* представляет среднее для Северной Америки, Гренландии, Исландии, Шотландии, Ирландии и Японии; *b* — для Финляндии; *c* — для Альп. Количество калорий, выделяемых на куб. сантиметр радием и торием вместе, определено при допущении, что плотность равняется: 2,7 — для осадочных пород, 2,8 — для гранита и базальта, 2,9 — для плато-базальта и 3,2 — для других областей Земли. Наконец, последняя колонка подсчитана для значений коэфициентов теплопроводности k, взятых из предыдущей колонки.

К сожалению, содержание радия и коэфициент теплопроводности не только резко различны для различных образцов одного и того же типа породы, но, вероятно, очень сильно изменяются и с глубиной. Значительные различия в количестве образуемого тепла были установлены Джеффризом [9]. Примером этого могут служить данные, приведенные для гранитов в табл. 22.

Таблица 22

СОДЕРЖАНИЕ РАДИЯ И ТОРИЯ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ И СООТВЕТСТВУЮЩЕЕ ОБРАЗОВАНИЕ ТЕПЛА

Горная порода	Содержание		Выделяемое тепло, кал/г.сек.			P, кал/см³ $\times 10^{-13}$	k кал / сек. см на градус	P/k, град/км на 1 км породы
	радия г на г породы	тория г на г породы	радием	торием	сумма			
	$\times 10^{-12}$	$\times 10^{-5}$	$\times 10^{-14}$	$\times 10^{-14}$	$\times 10^{-14}$			
Осадочные	1,4	0,5	5,5	3,1	8,6	$2^1/_4$	0,005	0,5
Гранит *a*	1,6	0,8	6,2	4,9	11,1	3	0,006	0,5
Гранит *b*	4,7	2,8	18,3	17,1	35,4	10	0,006	1,7
Гранит *c*	4,4	3,3	17,2	20,1	37,3	$10^1/_2$	0,005	1,7
Базальт	1,0	0,9	3,9	5,5	9,4	$2^1/_2$	0,005	0,5
Плато-базальт	0,7	0,5	2,7	3,1	5,8	$1^3/_4$	0,005	0,3
Перидотит	0,8	0,6	3,1	3,7	6,8	2	0,007	0,3
Эклогит, дунит	0,4	0,3	1,6	1,8	3,4	1	0,009	0,1

Другое затруднение возникает вследствие того, что иногда более молодые породы имеют более высокое содержание радиоактивных элементов, чем более древние того же самого типа. Так, А. Холмс нашел для гранитов Финляндии следующее среднее содержание (грамм на грамм породы) радия и тория:

	Самые древние	Более молодые	Самые молодые
Радий	$2{,}4 \cdot 10^{-12}$	$4{,}6 \cdot 10^{-12}$	$6{,}2 \cdot 10^{-12}$
Торий	$8{,}7 \cdot 10^{-6}$	$26{,}7 \cdot 10^{-6}$	$58{,}5 \cdot 10^{-6}$

Однако же, согласно Джоли *, содержание радия в лавах Везувия возрастает со значения $2{,}8 \cdot 10^{-12}$ для доисторических лав до $7{,}8 \cdot 10^{-12}$ для лав 1631 г., до $13 \cdot 10^{-12}$ для лав 1832 г. и до $16 \cdot 10^{-12}$ грамм на грамм породы для лав 1906 г.

Данные лабораторных измерений коэфициентов теплопроводности при давлении в 1 ат приведены в табл. 23. Эти значения даже для условий небольших глубин являются в высшей степени гипотетичными. В силу этого для нахождения порядка величины k было предложено два пути. На основании исследований колебаний в магнитном поле Земли Чепмен [10] и его сотрудники пришли к заклю-

* Phil. Mag. (6), 18, 577 (1909).

чению о том, что с глубины меньше чем 200 км начинается постепенное увеличение электропроводности, которая на глубине 700 км становится, возможно, в 100 000 раз большей, чем электропроводность горных пород вблизи поверхности Земли. Мак Неш [11] показал, что в том случае, если закон Видемана — Франца сохраняется в этих условиях, то аналогичного возрастания можно ожидать и для коэфициента теплопроводности. Видеман и Франц [12] из опытов 1853 г. установили, что для многих материалов теплопроводность пропорциональна электропроводности. Дальнейшие эксперименты подтвердили, что эта закономерность с достаточным приближением характерна и для многих металлов и для ряда других материалов. Но она неприменима к условиям очень низких температур, где металлы обладают электрической «сверхпроводимостью». Подобного увеличения теплопроводности в этих случаях не было найдено. Таким образом, заключение о том, что возрастание электропроводности в оболочке Земли сопровождается параллельным возрастанием теплопроводности, следует считать еще подлежащим обсуждению.

Другой путь оценки изменения коэфициента теплопроводности был указан Бриджменом [13]. На основании теоретических соображений он пришел к заключению, что теплопроводность пропорциональна скорости распространения продольных волн и обратно пропорциональна квадрату среднего расстояния между центрами молекул. Бриджмен высказал мнение, что эта формула может быть приближенно применима и к условиям, господствующим внутри земного шара [14]. Поскольку скорость продольных волн возрастает с глубиной, а расстояние между центрами молекул убывает, то во внутренних частях земного шара следует ожидать значительного увеличения коэфициента теплопроводности. Таким образом, все данные указывают на значительное увеличение k с увеличением глубины во внутренних частях Земли.

Если предположить, что верхние слои континентов слагаются несколькими километрами осадочных пород, приблизительно 15 км гранита, подстилаемого, предположительно, 20 км базальта, то величина P/k в первых 40 км континентальных отложений будет примерно равна величине, найденной из G_0. Это означает, что все тепло, имеющее радиоактивное происхождение, образуется в самой верхней 40—50 км толще земного шара. Однако мы должны считаться с вероятным увеличением k с глубиной. Если мы внесем поправку на это изменение k, то мы должны прийти к заключению о том, что, вероятно, наибольшее количество тепла радиоактивного происхождения, вытекающего к поверхности Земли, возникает в самых верхних слоях земного шара. Тот факт, что из более глубоких слоев поступает, очевидно, меньшее количество тепла, обусловливается несколькими причинами. 1) Вероятно, что коэфициент теплопроводности k значительно возрастает с глубиной; по этой причине отношение P/k соответственно убывает. Если при весьма высоких давле-

ниях имеет место «сверхтеплопроводность», то слои, лежащие на соответствующей глубине, не могли бы так долго обеспечивать заметного добавления к теплу, утекающему через поверхность Земли. 2) Количество радиоактивных веществ на единицу объема, повидимому, убывает с глубиной, а это значит, что уменьшается и P. Гольдшмидт и другие геохимики пришли к этому заключению на основании теоретических соображений. Табл. 22 подтверждает это обстоятельство для материалов, встречающихся в земной коре.

Среднее содержание радия в каменных метеоритах равно приблизительно одной десятой его содержания в эклогитах и дунитах, а в железных метеоритах — около одной сотой [15] этой величины, в общем — в пределах 10^{-14} и $5 \cdot 10^{-14}$ г/г метеорита.

Приближенно известное теплообразование в верхних 30—40 км земной коры находится, повидимому, в совпадении с тепловым потоком, протекающим через земную поверхность; этот факт рассматривается как крупная проблема геофизики. Хотя многие ученые полагают, что убывания радиоактивных веществ с глубиной и возрастания теплопроводности достаточно для объяснения этого результата, другие придерживаются мнения о том, что во внутренних частях Земли образуется гораздо больше тепла, чем утекает с ее поверхности. Еще одним менее известным фактором является дополнительное теплообразование радиоактивными элементами, о которых мы еще не говорили (калий и рубидий) [16]. Мы уже упоминали о том, что возможны и изменения радиоактивности со временем.

Существует аналогичная трудная проблема в области механики земной коры: объяснить энергию процессов горообразования. Не исключена возможность, что часть тепла преобразуется в кинетическую энергию, например, используется подкоровыми течениями, возникающими вследствие разности температур. Подкоровое течение такого типа, обязанное своим происхождением разности температур между океанами и континентами, было изучено Пекерисом [4], который установил, что таким способом могли возникнуть напряжения порядка 10^8 дин/см^2. Исследование этих проблем затрудняется тем, что условия, в которых протекают явления, часто бывают неизвестны даже приблизительно.

Джоли [17], однако, считает эти данные достаточными для доказательства того, что в настоящее время значительно больше тепла образуется внутри земного шара, чем излучается им. Он старался увязать это предположение с данными геологии, утверждающими, что в течение геологической истории Земли периоды напряженной активности (например, во время карбона и перми, а также в течение третичного времени) чередовались с относительно спокойными периодами (например, триасовым и современным). Джоли пришел к заключению, что в течение спокойных периодов теплота накапливалась в наружных частях Земли, зато во время «революций» тепло

Таблица 23

КОЭФИЦИЕНТ ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ ДЛЯ РАЗЛИЧНЫХ ТЕМПЕРАТУР В ИНТЕРВАЛЕ ОТ 0 ДО 500° С ПРИ ДАВЛЕНИИ В 1 АТ

(неопубликованные данные Ф. Берча и Г. Кларка)

(кал/см · сек. · град.)

t, °C	0	50	100	150	200	300	400	500
Кварц:								
∥ оси	0,027	0,022	0,019	0,017	0,015	0,012	0,010 *	
⊥ оси	0,016	0,013	0,012	0,011	0,0097	0,0084	0,007 *	
Кварцитовый песчаник:								
∥ напластованию	0,014 *	0,012	0,011	0,0097	0,0090			
⊥ напластованию	0,013	0,011	0,010	0,0094	0,0087			
Гранит:								
Рокпорт 1		0,0078	0,0072	0,0068	0,0065	0,0059		
Рокпорт 2		0,0083	0,0077	0,0072	0,0068			
Западный Род-Айланд	0,0058 *	0,0056	0,0054	0,0053	0,0051			
Гнейс, Пелхем:								
∥ гнейсоватости		0,0070	0,0066					
⊥ гнейсоватости			0,0048					
Сиенит, Онтарио		0,0053	0,0051	0,0050	0,0050			
Анортозит:								
Трансвааль	0,0044 *	0,0045	0,0045	0,0046	0,0047			
Квебек	0,0041 *	0,0042	0,0042	0,0043	0,0043	0,0045		

* Получены экстраполяцией

Таблица 23 *(продолжение)*

t, °C	0	50	100	150	200	300	400	500
Диабаз:								
Мериленд		0,0054	0,0054	0,0053	0,0054			
Вайнел-Хевен	0,0052 *	0,0052	0,0051	0,0051	0,0050	0,0050		
Вершина Холиок	0,0050	0,0050	0,0050	0,0050	0,0050	0,0051		
Габбро:								
Френч-Крик		0,0054	0,0053	0,0052	0,0051			
Висконсин 1		0,0046	0,0047	0,0047	0,0048			
Висконсин 2	0,0048 *	0,0048	0,0048	0,0048	0,0048	0,0048	0,0048	
Пироксенит, Трансвааль		0,0092	0,0085	0,0081	0,0078	0,0073		
Дунит:								
Северная Каролина 1		0,0100	0,0088	0,0080	0,0075			
Северная Каролина 2		0,0114	0,0101	0,0094	0,0088			
Северная Каролина 3		0,0101	0,0093	0,0086	0,0081			
Стекло:								
Кварцевое	0,0033 *	0,0034	0,0035	0,0037	0,0038	0,0041	0,0044	0,0050
Пирекс	0,0029 *	0,0030	0,0032	0,0033	0,0035	0,0037	0,0040	0,0044
Обсидиан	0,0032	0,0034	0,0035	0,0036	0,0037	0,0040	0,0043	0,0045
Диабазовое	0,0027 *	0,0029	0,0030	0,0031	0,0033	0,0035		

* Получены экстраполяцией.

утекало в большем количестве, частично на мощные вулканические процессы, частично на плавление участков кристаллической коры. Отдельные моменты этой теории в дальнейшем были опровергнуты [1, 18, 19].

Тепло, теряемое в настоящее время при вулканических процессах, является только небольшой частью тепла, отдаваемого корой путем теплопроводности. Поток тепла, проходящего через земную кору, определяется величиной порядка $5 \cdot 10^{12}$ кал/сек. Количество тепла, выносимого лавами, Ф. Лотце [19] оценивает равным не более $2 \cdot 10^{10}$ кал/сек. Даже если мы предположим, что океаны содержат во много раз больше лав, чем континенты, и прибавим к этому тепло, уходящее вместе с вулканическими газами и через интрузии, то все это вместе составит лишь несколько процентов количества тепла, теряемого земной корой путем теплопроводности.

Хотя геофизики в общем склоняются к предположению об остывании Земли, большинство геохимиков предпочитает скорее согласиться с мнением о возможности хотя бы временного увеличения температуры земной коры, чем с теорией, которая предполагает, что наибольшее количество радиоактивных веществ сосредоточено только в верхних 40 км земного шара.

Для того чтобы остановиться на какой-либо определенной гипотезе, нужно иметь больше количественных данных. При учете имеющих место давлений наиболее сомнительной является величина теплопроводности k. Если теплопроводность значительно увеличивается с увеличением давления, то основная трудность проблемы снимается, и небольшое содержание радиоактивных веществ, примерно равное по всей толще оболочки Земли тому, что мы находим в каменных метеоритах, не сможет помешать охлаждению земного шара.

Если задаться законом изменения содержания радиоактивных веществ с глубиной и сделать предположение, что тепло не переносится конвекционными токами, то можно подсчитать [20] время охлаждения, протекшее с любого заданного момента (например, с момента затвердевания земной коры). Результаты показывают, что при допущении даже относительно небольшого содержания радиоактивных веществ степень охлаждения весьма быстро убывает с глубиной, если только k не растет слишком быстро. А так как эту возможность необходимо учесть и так как мы ничего не знаем ни о распределении радиоактивной материи, ни о возможном эффекте подкоровых течений, то результаты в лучшем случае дают только порядок охлаждения с момента затвердевания коры, равный примерно 100°C на глубине 500 км и только несколько градусов на глубине 1000 км. Поэтому весьма вероятно, что температура внутренних частей Земли, за исключением самой верхней части твердой оболочки, не намного отличается от той, которая имела место в момент затвердевания коры.

Но поскольку ни температура, имевшая место в то время, ни закон остывания нам с достаточной точностью не известны, то гипотезы, относящиеся к современному температурному состоянию, существенно расходятся между собой. В самый ранний период истории Земли течения, вероятно, сильно снижали температурный градиент на глубинах, доходящих до ядра. Внутри же ядра, повидимому, существовала иная система течений. В силу этих соображений кажется весьма вероятным, что в то время, когда на поверхности началась кристаллизация, температура внутренних частей не сильно отличалась от температуры точки плавления в областях ниже уровня кристаллизации (т. е. была не намного выше). Если материалы имеют некоторую «максимальную точку плавления» [21] для определенного давления (табл. 24) и если для более высоких давлений точка плавления опять падает, то температура внутренних частей будет, вероятно, еще более однородной. Повышение коэфициента теплопроводности с увеличением глубины будет действовать в том же направлении.

Таблица 24*

ТОЧКИ ПЛАВЛЕНИЯ МИНЕРАЛОВ *по Ф. Вольфу* [6]

Предполагается, что точки плавления определяются формулой: $S_0 + ap + bp^2$, где p — давление в килограммах на квадратный сантиметр, или же формулой: $S_0 + mz + nz^2$, где z — глубина в километрах. Так как b и n отрицательны, то максимальная точка плавления получится при давлении $-\frac{a}{2b}$ и глубине $-\frac{m}{2n}$. Значения величины $-\frac{m}{2n}$ приведены в последней колонке. Q есть скрытая теплота плавления.

Минерал и горная порода	S_0	a	$-10^6 b$	m	$-n$	Q, кал	$-\frac{m}{2n}$
Ортоклаз	1170	0,0029	0,205	0,8	0,017	3560	23
Кварц	1710	0,001	0,047	0,3	0,004	11100	75
Диабаз	1150	0,005	0,038	1,5	0,003	5800	500
Диопсид	1395	0,0065	0,041	1,9	0,0035	4400	540
Базальт (авгит)	1155	0,0093	0,040	2,8	0,0035	4300	800
Оливин	1250	0,005	0,020	1,5	0,002	5800	750
Дунит	1400	0,005	0,020	1,5	0,002	?	750

* Все данные этой таблицы нуждаются в подтверждении, так как необходимо установить, до каких пределов возможна экстраполяция от сравнительно небольших давлений, при которых производились наблюдения.

Поэтому нам кажется вероятным, что в тот момент, когда началась кристаллизация, температура верхней части коры приблизительно определялась точкой плавления, которая для базальта возрастает с 1150°С на поверхности приблизительно до 1400°С на глу-

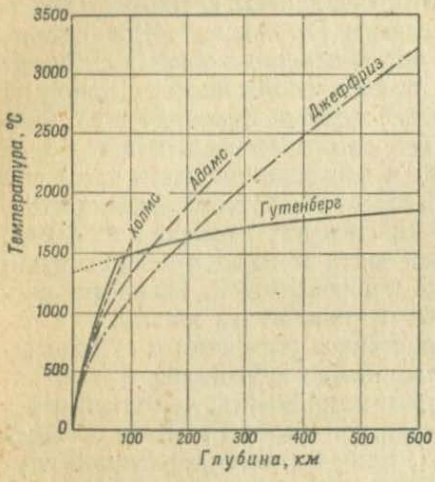
бине 100 км и растет несколько медленнее ниже этой глубины. Для дунита эти величины составляют около 1400°С на поверхности и между 1500 и 1600°С на глубине 100 км. После того как произошла кристаллизация, процесс охлаждения снизил температуру поверхности до величины, определяемой уже солнечной радиацией. В верхних частях коры влияние климата и различия в структуре, вероятно, создают заметную разницу температур на данных глубинах. Ориентировочные расчеты были произведены Пекерисом [4]. Он считает, что средняя температура почвы в континентальных областях убывает от экватора к полюсу примерно на 60°С (температура океанов на глубине ниже 2 км всюду одинакова и равна примерно 2°С). Считая, далее, что средняя глубина Тихого океана располагается 5 км ниже среднего уровня континента и что верхняя часть коры под Тихим океаном состоит из 25 км базальта, а соответствующая часть коры континента сложена из 10 км гранита, лежащего на 20 км базальта, он находит, что в нижней части этого слоя максимальная разность температур должна быть порядка 200°С. Ниже эта разность убывает с глубиной по экспоненциальному закону.

Глубина перехода из кристаллического состояния в стекловидное, возможно, даст особую точку кривой, изображающей температуру как функцию глубины. Можно предположить, что такой переход обусловливается тем, что температура на этой глубине соответствует точке плавления материала. Если бы на определенной глубине мы нашли указание на такое изменение, то правильность наших предположений стала бы весьма вероятной.

В настоящее время нет еще определенного ответа относительно глубины, на которой лежит граница между кристаллической и стекловидной частями Земли. Возможно, что в оболочке на весьма различных глубинах имеется несколько кристаллических слоев, разделенных друг от друга стекловидными слоями. Дальнейшие построения на серьезной теоретической основе станут возможны не раньше, чем будут известны кривые плавления при высоких давлениях и будет решена проблема о максимальной точке плавления. Однако на основании сейсмических и геологических данных имеется некоторое указание [22] на то, что такая граница существует примерно на глубине 60—70 км.

На рис. 7 сплошной линией показаны температуры, построенные на основании вышеизложенных соображений. Ее начало совпадает, в основном, с данными Ф. Вольфа [6]. Продолжение кривой на глубины, простирающиеся ниже 70 км, весьма проблематично. Оно основано на предположении о том, что в течение ранней истории Земли вязкость ее внутренних частей допускала конвекционные токи, создававшие меньший температурный градиент, чем тот, который мы имеем в настоящее время в кристаллической коре; таким образом, в начальный момент кристаллизации изменение температуры шло по кривой типа той, которая на рис. 7 начинается около

1400°С (или немного выше) и показана мелким пунктиром. Кроме того, меньший температурный градиент в более глубоких слоях можно ожидать еще и потому, что коэфициент теплопроводности на больших глубинах, вероятно, значительно больше того, который мы наблюдаем в условиях, близких к поверхности. Наконец, сильное убывание с глубиной тепла, образуемого при радиоактивном распаде, действует в том же направлении.



Р и с. 7. Температура внутри Земли, согласно различным авторам.

На рис. 7 помещены, кроме того, кривые, предложенные Джеффризом [1], Адамсом и Холмсом [7].

Оценки температуры центра Земли лежат, в общем, между 2000 и 4000°С. Экстраполяция сплошной линии рис. 7 приведет к температуре, немного большей 2000°С. Мак Ниш [11] пришел к заключению, что невозможна ни одна удовлетворительная теория земного магнетизма, если не сделать предположения, что температура ядра имеет порядок 2000° С. Вихерт [23] привел доводы, показывающие, что температура выше 4000°С весьма мало вероятна и что, наоборот, вероятна значительно более низкая температура ядра. Он утверждает, что предположение о высокой температуре приводит к слишком малому значению плотности ядра.

Суммируя, можно заключить, что возрастание температуры на большой глубине, вероятно, меньше, чем обычно предполагают; что сплошная кривая рис. 7 представляет собой первое приближение к истинным значениям; что температура в центре Земли, вероятно, ближе к 2000°, чем к 3000° С; что внутренние части Земли, вероятно, остывают весьма медленно. Однако все эти выводы могут сильно измениться в свете новых открытий, особенно относящихся к теплопроводности при очень высоких давлениях.

ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ V

1. *Jeffreys, H.* The Earth. 2d ed. Cambridge (1929).

2. *Nutting, P. G.* Pressures in planetary atmospheres. Washington Acad. Sci. Jour., **16**, 254—258 (1926).

Russell, H. N. The atmospheres of the planets. Nature, **135**, 219—226 (1935).

3. *Goldschmidt, V. M.* Der Stoffwechsel der Erde. Vidensk. Skrifter Math. phys. Kl. Kristiania, No. 11 (1922).
Goldschmidt, V. M. Geochemische verteilungsgesetze der Elemente. Там же (1923 u. s. w.).

4. *Pekeris, C. L.* Thermal convection in the interior of the earth. Monthly Notices Royal Astronomical Soc., Geophys. Suppl., **3**, 343—367 (1935).

5. *Kelvin*, On the secular cooling of the earth. Royal Soc. Edinburgh Trans., **23**, 157—169 (1862).
Ingersoll, L. R., Zobel, O. Mathematical Theory of Heat Conduction. Pp. 88—96 (1913).
Spicer, H. C. Tables of temperature, geothermal gradient and age of a non-radioactive earth. Geol. Soc. America Bull., **48**, 75—91 (1937).
Lovering, T. S. Heat conduction in dissimilar rocks and the use of thermal models. Geol. Soc. America Bull., **47**, 87—100 (1936).

6. *Wolff, F.* Das Temperaturgesetz in der Erdkruste. Jahrb. Hallescher Verband Erforschung der mitteldeutschen Bodenschätze, **7** (Neue Folge), 1 (1928).

7. *Adams, L. H.* Temperatures at moderate depths within the earth. Washington Acad. Jour., **14**, 459—472 (1924).
Holmes, A. Radioactivity and the earth's thermal history. Geol. Mag., new ser., Decade VI, **2**, 102—112 (1915). См. также гл. VII.

8. *Brewer, A. K.* Radioactivity of potassium and geological time. Science, **86**, 198 (1937).

9. *Jeffreys, H.* On the radioactivities of rocks. Gerlands Beitr. Geophysik, **47**, 149—171 (1936).

10. *Chapman, S.* Cosmical magnetic phenomena. Nature, **124**, 19—26 (1929).
Chapman, S., Price, A. T. The electric and magnetic state of the interior of the earth... Royal Soc. London Philos. Trans. (A), **229**, 427—460 (1930).
Price, A. T., Lahiri, B. N. Electromagnetic induction... and the determination of the electric conductivity of the earth... Royal Soc. London Proc. (A), **165**, S55—S56 (1938).

11. *McNish, A. G.* The Earth's interior as inferred from terrestrial magnetism. Geophys. Union Trans., 43—50 (1937).

12. *Wiedemann, G., Franz, R.* Poggendorff's Annalen, **89**, 497 (1853).

13. *Bridgman, P. W.* The effect of tension on the thermal and electrical conductivity of metals. Am. Acad. Arts Sci. Proc., **59**, 119—169 (1924).

14. Discussion. Am. Geophys. Union Trans., 54 (1937).

15. *Paneth, F.* Über die Zuverlässigkeit der «Heliummethode» und über das Alter von Eisenmeteoriten. Naturwiss., **19**, 164—165 (1931).

16. *Smithe, W. R., Hemmendinger, A.* The radioactive isotope of potassium. Phys. Rev., **51**, 178—182 (1937).
Smithe, W. R., Hemmendinger, A. The radioactive isotope of rubidium. Там же, **51**, 1052—1053 (1937).

17. *Joly, J.* The surface history of the Earth. Oxford, 1925. Phil. Mag. (7), **1**, 932 (1926); **4**, 338 (1927); **5**, 215 (1928).

18. *Lotze, F.* Theory of thermal cycles. Gerlands Beitr. Geophysik, **20**, 77—84 (1928). Ответ *Joly, J.* Там же, **20**, 288—292 (1928).
Holmes, A. Geol. Mag., **64**, 263 (1927).
Kirsch, G. Geologie und Radioaktivität. Pp. 76—110. Berlin (1928).

19. *Lotze, F.* Die Joly'sche Radioaktivitätshypothese zur Erklärung der Gebirgsbildungen. Aus den Nachrichten der Ges. der Wiss. Göttingen, Math. Phys. Kl., 75—114 (1927).

20. См. *Gutenberg, B.* Handbuch der Geophysik, Bd. 2., S. 30, Berlin (1933).

21. См. *Tammann, G.* Aggregatzustände. Leipzig (1923).

22. *Gutenberg, B.* Der Aufbau der Erdkruste. Zeitschr. Geophysik, **3**, 371—377 (1927).
Daly, R. A. The Outer Shells of the Earth. Am. Jour. Sci., **15**, 108 (1928).

23. Lectures on geophysics, не напечатаны.

24. *Mercier, A.* The liquid state of the primitive earth. Nature, **141**, 201 (1938).

ГЛАВА VI

СИЛЫ, ДЕЙСТВУЮЩИЕ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Б. ГУТЕНБЕРГ

Вопрос о природе горообразующих сил всегда был и остается одним из основных в геологии. Было создано и опубликовано много гипотез, но проблема все еще остается нерешенной, так как каждая гипотеза встречает очень серьезные возражения.

Силы, влияющие на развитие земной коры, можно разделить на две группы. К первой группе относятся силы, действующие постепенно без существенных изменений в течение длительного времени. Таковы силы, возникающие благодаря охлаждению или нагреванию внутренних частей Земли, силы, связанные с ее вращением, и, наконец, силы, вызванные тем, что земная кора не находится в состоянии гидростатического равновесия *. Силы второй группы сравнительно быстро изменяются во времени. В качестве примера можно указать силы, возникающие в результате химических процессов или кристаллизации, или плавления в недрах Земли. Эрозия и осадконакопление нарушают равновесие коры, и, хотя эти факторы действуют неизменно в течение периодов, которые кажутся очень длительными по сравнению с историей человечества, — в жизни Земли это лишь короткие, быстро сменяющиеся эпизоды. То же самое можно сказать об образовании ледяных покровов во время ледниковых периодов и о их последующем таянии. Другими примерами сил второй группы могут служить силы, создаваемые сезонными изменениями растительного покрова или периодическими изменениями в распределении давления воздуха на противоположных полушариях Земли. Наконец, еще более кратковременно влияние морских приливов и миграций барометрических депрессий.

В исследованиях по проблеме горообразования сначала господствовала мысль, что горы возникают в результате сжатия коры, вызванного охлаждением Земли. Земной шар уменьшается в объеме; его внешняя твердая оболочка, следуя за внутренними частями, испытывает горизонтальное сжатие. Это сжатие создает местные напряжения (стрессы), которые благодаря различиям в упругих свойствах верхних слоев коры могут и не быть горизонтальными. Как только эти напряжения превышают предел прочности, материал разрушается. Однако если еще до этого напряжения переходят за предел упругости, то устанавливается пластическое течение.

* Речь идет о верхней части земной коры. *(Прим. ред.)*

В обоих случаях боковое сжатие образует горные цепи. Впоследствии, как уже отмечалось в главе V, многими исследователями были высказаны серьезные сомнения насчет того, действительно ли Земля продолжает еще охлаждаться. Возможно, что количество тепла, выделяемого радиоактивными веществами, превышает количество тепла, уходящего через поверхность Земли. Во всяком случае, радиоактивного тепла выделяется достаточно, чтобы очень сильно замедлить охлаждение Земли. Действительно, сокращение радиуса Земли в течение второй половины ее геологической истории едва ли могло превысить 50 км; вероятнее всего оно было порядка 10 км [1]. Сокращение это в течение последних геологических периодов составляло, вероятно, не более 1 мм в столетие, а соответствующее сжатие коры было меньше 1 кв. километра. Все эти подсчеты сделаны на основании данных об охлаждении Земли, поэтому к ним относятся все основные сомнения, упомянутые в главе V. Более подробно на контракционной теории мы остановимся в гл. VII.

Охлаждение Земли должно создавать деформации. Так как теперь на поверхности Земли охлаждения не происходит, а в очень глубоких частях ее оно невелико, то где-то на глубине должен быть уровень или поверхность максимального охлаждения, которая в то же самое время является «уровнем без деформации». При некоторых допущениях Джеффриз [2] подсчитал, что глубина эта должна быть порядка 100 км. Очень трудно учесть дополнительное сжатие, которое сопровождает или, вернее, является результатом любой кристаллизации глубоко залегающих пород, приводящей к уменьшению объема этих пород. Вследствие этого и некоторых других неопределенных условий нельзя сказать, что подсчеты могут дать хотя бы приблизительную глубину нахождения уровня без деформации.

Исследовались различные силы, связанные с вращением Земли. Эти силы, вызываемые движением полюсов, рассматривались в гл. XVI второго тома «The Figure of the Earth», серии «Physics of the Earth». Они очень малы и привлекли внимание, главным образом, потому, что Шпиталер [3] в своей оригинальной теории дал для них величину слишком большого порядка. Правильные уравнения были выведены Краветцом [6].

Силы эти вызываются различными причинами [4, 5, 6]. Если ось Земли отклоняется, то нарушается равновесие и возникают силы, имеющие тенденцию восстановить его. Если угловое смещение a оси мало, т. е. имеет тот же порядок величины, который наблюдается в настоящее время, то теоретическое вертикальное смещение z точки на географической широте φ и долготе λ, измеренное от меридиана нового положения полюса, выражается в первом приближении формулой:

$$z = \frac{1}{2} Ram\,(1 + k) \sin 2\varphi \cos \lambda \sin 1'',$$

где a — угловое смещение в секундах дуги; m — отношение центробежного ускорения у экватора к силе тяжести у экватора $(\frac{1}{288})$; k — константа упругости Земли (вероятно, немного меньше $^1/_4$), которая может быть получена из движения полюсов (см. гл. XIII), и R — радиус Земли (6370 км).

В случае чандлер-эйлеровских движений полюсов максимальное смещение полюса от его среднего положения составляет приблизительно 0,3". Принимая это значение для a, мы находим максимум z, равный 2 см (для $\varphi = 45°$ по меридиану отклонения полюса и $\lambda = 0°$). Если бы Земля приобрела новую форму равновесия, то максимальное изменение длины земного радиуса от центра до поверхности было бы 2 см. Следовательно, получающаяся в результате этого деформация очень мала.

Ускорение, связанное с максимальным смещением z_m, равно приблизительно $4\pi^2 z_m/T^2$, где T — период вращения Земли (звездный день) равен, примерно, 86 164 сек. По данным, приведенным выше, мы находим, что максимальное ускорение некоторой точки на поверхности Земли равно лишь $1^1/_2 \cdot 10^{-8}$ см/сек^2.

Если предположить, что движение земной оси в течение различных геологических эр достигало больших величин, то мы должны допустить и более значительные деформации. Для восстановления фигуры равновесия Земли смещение полюсов даже на несколько градусов требует максимальных вертикальных движений, превышающих 1 км. Эти движения, конечно, не образуют гор, но имеют тенденцию сместить диаметры Земли в новое положение. Однако это смещение диаметров должно было бы сопровождаться большими деформациями, и если бы в течение истории Земли происходили большие смещения полюсов, то в результате возникали бы значительные деформации, особенно по меридиану, вдоль которого двигались полюса.

Если континент смещается в северном или южном направлении над более глубокими слоями, то деформация, вызываемая изменением широты, значительно меньше, чем в случае движения оси Земли. Эти деформации зависят от мощности двигающегося континента, от различия в кривизне поверхности Земли, как функция географической широты, и от изменения в эллиптичности слоев, как функция глубины [см. гл. XI, уравнение (65)].

В то время как рассматриваемые до сих пор силы вызываются изменениями фигуры Земли, другие силы возникают вследствие отклонения земной оси в соответствии с изменением скорости вращения данной точки. Максимальное ускорение b, вызываемое движением полюсов с периодом T, определяется уравнением:

$$b = \frac{C}{\omega T} \sin \varphi, \quad \text{где} \quad C = \omega^2 a R. \tag{17}$$

Здесь ω — угловая скорость Земли, равная примерно $0{,}7292 \cdot 10^{-4}$ сек.$^{-1}$. Полагая опять, что наибольшее значение $a = 0{,}3''$, то найдем, что C_{max} составляет около $5 \cdot 10^{-6}$ см/сек.^{2}. Период движения полюсов T получается порядка 14 месяцев. Соответствующая максимальная величина b равна примерно $2 \cdot 10^{-9}$ см/сек.^{2}. Следовательно, производимая таким образом деформация незначительна.

Наконец, Шпиталер рассматривал изменения центробежных сил. Их максимальное значение определяется величиной C_{max}. Шпиталер указал, что горизонтальное напряжение (стресс), образующееся таким путем, может накапливаться на больших площадях в различных широтах и на больших расстояниях в глубину. Таким образом, он устанавливает возможное максимальное давление порядка нескольких тысяч дин на квадратный сантиметр.

Наблюдения [7] показывают, что силы, связанные с движением полюсов, могут действовать как силы, возбуждающие землетрясения. Хотя обычно предполагали, что движение полюсов вызывает напряжения, действующие, как возбуждающие силы, Ламберт [8] показал, что напряжения, образующиеся в результате приливов в теле Земли, настолько больше, что изменения по широте не могут действовать, как возбуждающие силы, и что другие причины могли вызывать как движение полюсов, так и соответствующую периодичность землетрясений. Источники энергии, поддерживающие «свободные» движения полюсов, были изучены и суммированы Джеффризом [2]. Он считает, что такими источниками могут являться сезонные изменения в распределении воздуха над поверхностью Земли, изменения в нагрузке снега от сезона к сезону и периодические изменения растительности. С другой стороны, Ламберт указывает на возможность того, что расширения и сжатия Земли могут вызвать оба эти явления, т. е. периодичность землетрясений и изменение по широте. Он обосновывает свою точку зрения гипотезой Брауна [9], согласно которой кажущиеся неправильными колебания в движении Луны связаны с расширением или сжатием Земли на протяжении неравномерных отрезков времени, равных нескольким годам, десятилетиям и даже столетиям. «Поправки табличных положений Луны, определяемые на основании наблюдений, повидимому, меняются чрезвычайно быстро как раз в те периоды, когда происходят внезапные изменения амплитуды или фазы свободного движения полюса или заметное усиливающееся отклонение от среднего положения полюса» (ссылка 8, стр. 136). Потеря энергии, вызываемая внутренним трением, повидимому, не велика (см. главу XIII).

Были изучены также напряжения (стрессы), образующиеся в результате изменения скорости вращения Земли. Если $\Delta\omega$ есть изменение угловой скорости вращения Земли (радиуса R) в сек., то ускорение точки на широте φ выражается формулой $\Delta\omega R \cos\varphi$. Это дает максимум, равный приблизительно $1{,}3 \cdot 10^{-3}$ см/сек.^{2}, или

около 1 миллигала, при условии, что период вращения Земли изменяется на 1 сек. в год. Соответствующее изменение центробежной силы равно около $2 \cdot 10^{-6} \cos\varphi$ см/сек.^{2}. Изменение скорости вращения Земли должно, конечно, повлиять на фигуру Земли.

Одна из наиболее часто упоминаемых сил [10] обозначается термином *полюсобежная сила**. Если предположить, что более легкие континенты «плавают» в более плотном материале, то центр тяжести A данного континента расположился бы несколько выше центра тяжести B более плотного материала, если бы последний заполнял объем континента. Давление континента вниз и давление более глубоких материалов вверх равны и перпендикулярны к соответствующим поверхностям A и B. Если эти две поверхности были бы параллельны, то силы находились бы в состоянии равновесия. Однако, поверхности вследствие уменьшения их эллиптичности с глубиной сходятся по направлению к полюсам, а поэтому силы, приложенные к A и B, действуют в различных направлениях. Их равнодействующая направлена к экватору и стремится сдвинуть континенты в том же направлении. Отсюда берет начало теоретическое представление о силе, заставляющей континенты «бежать от полюсов».

Величина этой «полюсобежной» силы зависит в значительной мере от распределения плотности с глубиной. Даже порядок величины меняется в зависимости от тех или иных возможных условий. В первом приближении сила, действующая на континент массы m и высотой d над поверхностью среды, в которой он «плавает», и с границами вдоль параллелей a и b, определяется формулой:

$$0{,}4\, md\omega^2(\cos^3 b - \cos^3 a),$$

где $\omega = 2\pi/86\,164 = 0{,}7292 \cdot 10^{-4}$ сек.$^{-1}$ = угловой скорости Земли. Максимальные величины, найденные таким путем для континента, простирающегося от полюса до экватора, равны примерно 10^6 дин/см^2, т. е. соответствуют давлению столба породы в несколько метров высотой.

В своей недавно опубликованной статье А. Прэй [10] указывает на возможность того, что континент не только перемещается с севера на юг, но также вращается вокруг оси в направлении с востока на запад. В частности, он установил, что континент для восстановления равновесия должен поворачиваться вокруг этой оси на $^1/_2$" и перемещаться к полюсу на 20 м, но что, вероятно, силы слишком малы для того, чтобы вызвать какое-либо движение.

Хотя все и считают, что сила, заставляющая континенты двигаться от полюсов, не велика, последняя, однако, играет большую роль во многих геотектонических теориях (см. гл. VII). Кроме

* Автор пользуется здесь немецким термином «Polfluchtkraft». *(Прим. ред.)*

того, возникает вопрос, допустимо ли вообще предположение о «плавании» континента.

Другая сила, сыгравшая важную роль в теории, как предполагают, отклоняет континенты к западу. Известно, что приливы, захлестывающие поверхность Земли главным образом с востока на запад, производят трение, которое обсуждалось В. Д. Ламбертом в гл. VI т. II серии «Physics of the Eart». Однако наблюдения показывают, что влияние этого трения очень мало и что теоретическая сила, отклоняющая континенты к западу, ничтожна. Джеффриз[2] вычислил, что если бы сила, двигающая континенты на запад, была такова, что в течение $3 \cdot 10^7$ лет сместила Америку к западу на 50°, то она должна была бы прекратить вращение Земли в течение одного года.

Изостазия показывает, что на некоторой глубине, вероятно между 50 и 100 км, имеется приблизительное гидростатическое равновесие. Однако на меньших глубинах должны существовать значительные напряжения (стрессы), стремящиеся растянуть по симе вышележащие части земной коры и особенно континентальные слои. Проблема этих напряжений, возникающих благодаря неоднородности верхних слоев, была изучена Лавом [11]. Он установил, что максимальная разность напряжений в случае неоднородности, выраженной первой гармоникой, встречается в местах наиболее крутого градиента, а не в местах наибольшего поднятия или опускания. При некоторых допущениях эта максимальная разность получается на глубине, равной $^1/_3$ мощности слоя компенсации. Для гармоник более высокого порядка она передвигается к местам наибольших поднятий и опусканий. Величина этой максимальной разности напряжений зависит от условий. Лав установил, что для одиноко стоящей горы высотой в 2 км максимальная разность напряжений равна примерно $^1/_2$ давления этой горы. Для ряда параллельных горных цепей с вершинами, возвышающимися на 4 км над долиной, максимальная разность напряжений составляет примерно $^1/_4$ давления гор и находится под их гребнями. Таким образом, эта сила местами должна быть порядка 10^9 дин/см^2. Высокая прочность препятствует более верхним частям земной коры расползаться по нижним. Однако имеются некоторые данные о том, что континентальные слои медленно растекаются по бассейну Тихого океана, возможно, благодаря вышеупомянутым силам (см. гл. IX).

Все перечисленные здесь силы пока кажутся далеко не достаточными для образования существующих гор. Возможно, что контракционная теория в состоянии частично разрешить эту проблему. Однако необходимо существование мощного источника энергии, чтобы объяснить колоссальные изменения в земной коре, произошедшие в течение некоторых геологических эпох, например в третичное время. Возможно, что химические изменения и радиоактивные процессы (гл. V) могли быть источниками такой энергии, но мы не можем установить даже порядок ее величины. Различные иссле-

дования, как будто, указывают на то, что источник больших изменений в земной коре находится на значительной глубине и что подкоровые движения предшествуют и дают начало движениям наружных частей коры. Небольшие подкоровые движения могут возникать благодаря разнице в температуре и теплопроводности, например, между дном океанов и континентами [12].

Все другие силы местного значения очень невелики. Если область низкого давления движется через континент, то происходит волнообразное поднятие земной коры. Амплитуда (от линии покоя) выражается формулой $ghb/2\pi\mu$, где g — сила тяжести, h — отклонение давления воздуха в см столба воды (или в см ртутного столба, умноженных на 13,6), b — диаметр области низкого давления, μ — жесткость верхних слоев Земли [13]. Если предположить, например, что разность давлений в центрах области высокого давления и следующей за ней на расстоянии 4800 км области низкого давления достигает 50 мм ртутного столба, и что модуль сдвига равен приблизительно 10^{11} дин/см^2, то изменение давления воздуха будет сопровождаться упругим поднятием земной коры примерно на 10 см. Максимальное отклонение от отвеса выражается формулой

$$gh \operatorname{cosec} 1''/2\mu = 10^8 h/\mu \text{ сек. дуги}$$

и в нашем примере равен около 0,05″. Отклонение, действительно наблюдавшееся во время прохождения областей низкого давления, было использовано для того, чтобы определить жесткость земной коры (см. главу XII).

Движения поверхности океана значительно больше. В нашем примере они равны около $^1/_2$ м.

Небольшая сила, направленная с востока на запад, связана с вертикальными движениями отдельных глыб коры, обусловленными изменениями в скорости вращения [14]. Эта сила равна, примерно, 2000 дин/см^2, если глыба размером в 1 км^2 передвигается вверх или вниз на 1 см в год.

Небольшие деформации связаны с изменением температуры в коре Земли. Если мы предположим, что суточное изменение температуры у поверхности равно 20° С, на глубине 20 см — около 8° С и на глубине 50 см — около 2° С, то общее изменение длины равно примерно 0,005 см. Таким же образом, мы находим изменение длины столба пород порядка 0,03 см в течение года, предполагая что средняя температура у поверхности изменяется в пределах 18° С, на глубине 2 м — в пределах 6° С и на глубине 6 м — в пределах 1° С. Результаты сильно зависят от типа породы, а пределы изменений температур весьма различны.

Влияние изменений температуры наблюдалось в шахтах. Данные маятниковых наблюдений, производившихся на глубинах до 200 м от поверхности, чтобы обнаружить приливы в теле Земли,

ясно показывают колебания в отклонении, обусловленные суточными изменениями температуры.

Сейсмографы отмечают особый тип микросейсм в те периоды, когда температура падает ниже точки замерзания. Это очень неправильные волны с периодами в полминуты и больше. Их амплитуда растет с увеличением мороза и может достигнуть значительной доли 1 мм [15]. В районах, сложенных с поверхности влажным песком, мощность промерзающего слоя в зависимости от пористости увеличивается примерно на 3%.

Вблизи побережий приливы вызывают движения в породах благодаря изменяющемуся давлению воды. Движения эти были зарегистрированы около источника их образования, а также на значительном от него расстоянии. Записи приливных колебаний в теле Земли искажаются воздействиями этих движений, максимально проявляющимися в направлениях, соединяющих места наиболее сильных приливов океана с пунктами регистрирующих станций. Так как периоды приливов обоих типов одинаковы, то их трудно отделить, а поэтому раньше записи обоих эффектов неправильно считались результатом только приливов в теле Земли. Таким образом, они, как будто бы, указывают на то, что жесткость земной коры является функцией азимута. Даже на расстоянии 1000 км от берега благодаря изменению нагрузки воды при приливе и отливе образуются наклоны порядка 0,001".

Приливы в теле Земли, конечно, имеют своим результатом деформацию. Максимальная амплитуда прилива в течение полусуток равна примерно 30 см, максимальный наклон, образованный этим приливом, достигает величины порядка 0,02" и максимальное изменение силы тяжести — порядка 0,1 миллигала [16]. Максимальный наклон, установленный при помощи маятника и включающий влияния приливов, изменений давления воздуха, нагрузки, обусловленной дождем, и прочее, обычно меньше чем 0,1", а максимальное изменение силы тяжести в результате тех же причин, в общем, менее одного миллигала.

Ламберт [8] указал, что напряжения (стрессы), являющиеся результатом среднего максимального суточного прилива в теле Земли, который бывает раз в 2 недели, приблизительно в 12 раз больше напряжений, вызываемых обычным максимальным смещением полюса, поэтому возмущающими действиями изменения широты, обладающими гораздо более продолжительными периодами, можно пренебречь. Связь между приливами в теле Земли и землетрясениями, очевидно, существует [17], однако данные нуждаются в дальнейшем подтверждении.

Промежуточным типом между силами, действующими на протяжении целых геологических эпох, и силами, действующими сравнительно короткое время, являются силы, постепенно меняющие нагрузку больших площадей континентов в течение периодов,

колеблющихся от нескольких тысяч до нескольких миллионов лет. Источниками таких изменений являются осадконакопление, эрозия, образование ледников и ледяных шапок на обширных площадях и таяние больших количеств льда. Все эти процессы протекают очень медленно, и в большинстве случаев пластическая деформация на больших глубинах препятствует образованию крупных аномалий силы тяжести. В случае осадконакопления* плотность удаляемого с материка материала обычно не на много меньше плотности материала, замещающего его на глубине в зоне пластической деформации, и поэтому понижение поверхности после восстановления изостатического равновесия бывает небольшим. Когда осадконакопление происходит на суше, или когда изменения являются результатом образования или таяния льда, то изменение уровня может быть выражено формулой: $h\left(1-\frac{a}{b}\right)$, где h — мощность льда или осадков, a — плотность льда или осадков, b — плотность материала на глубине (около 3). При восстановлении равновесия новая поверхность будет находиться на меньшей высоте, чем поверхность льда в случае таяния льда и на большей высоте при образовании льда или отложении осадков. Как уже указывал Дели [18], изменения, связанные с образованием или таянием ледяных шапок, очень сложны. Смещения, вызванные таким изменением нагрузки, были изучены Н. А. Хаскэллом [19], полагавшим, что предел текучести земной коры равен нулю даже в ее верхней части, и что она несжимаема.

При образовании ледяной шапки мощностью h поверхность подстилающих горных пород должна понизиться, примерно, на величину, равную $^{h}/_{3}$. В районах, где поверхность понизилась благодаря давлению ледникового покрова мощностью, равной d, она должна, после того, как растает лед, подняться, примерно, на величину, равную $^{d}/_{3}$, чтобы восстановить изостатическое равновесие. Количество времени, необходимое для этого, зависит от вязкости в зоне пластической деформации. В случае быстрого таяния льда для большой площади, покрытой льдами, необходимо, вероятно, от 10 000 до 100 000 лет; для дельты реки время это будет увеличиваться в зависимости от площади осадконакопления.

Если осадконакопление происходит в воде, то нужно из плотности осадков вычесть плотность воды. Так как во время осадконакопления изостатическое равновесие, как будто бы, продолжает существовать (см. гл. X), то верхняя часть осадков не должна подниматься больше чем на половину всей мощности осадков.

Приводимая ниже таблица представляет сводку сил и их величин.

---

* За счет эрозии. *(Прим. ред.)*

Источник силы	Направление действия силы на континентах	Максимум силы или эффект ее действия в настоящее время
Остывание Земли	Сжатие	Уменьшение размера радиуса Земли на величину порядка 1 мм в столетие
Разница в уровне континентов и океанов (Полюсобежный)	По направлению к экватору	10^6 дин/см^2
Приливное и другое трение	Западное	Очень небольшой
Вековые движения земной оси (?)	Вертикальное	Изменение радиуса Земли порядка нескольких км
Чандлеровское перемещение полюсов (изменение по широте)	Горизонтальное	10^3 дин/см^2
Отклонения от гидростатического равновесия коры	Горизонтальное	10^6 дин/см^2
Химические процессы	Подкоровые течения	Вероятно большой
Космические источники	?	?
Температурное различие между океаническим дном и континентами	Подкоровые течения	Несколько метров в год
Изменения в давлении воздуха	Отклонение от отвеса	0,01″
Приливы в теле Земли	Отклонение от отвеса	0,1″
	и вертикальные движения	30 см
Эрозия, осадконакопление (мощностью d)	Вертикальные движения, подкоровые течения	$^1/_3 d$ на поверхности
Образование или таяние льда	Вертикальные движения, подкоровые течения	$-^1/_3 d$ (поверхность горных пород) $+^2/_3 d$ (поверхность льда)
Колебания уровня моря (океанические приливы, штормы)	Отклонение от отвеса	1″
Промерзание почвы	Вертикальные движения	1 см
Сезонные изменения температуры почвы	Вертикальные движения	0,1 см
Вертикальное перемещение блоков в земной коре	Горизонтальное	10^1 дин/см^2

ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ VI

1. Более подробно литература приведена в книге *Gutenberg, B.* Handbuch der Geophysik, Bd. 3, Ss. 1—13, Berlin (1930).
2. *Jeffreys, H.* The Earth. 2d ed. Cambridge (1929).
3. *Spitaler, R.* Die Achsenschwankung der Erde als Ursache für die Auslösung von Erdbeben. Wiener Berichte, **122,** 479 (1913).
   Spitaler, R. Die Erdbeben durch Polhöhenschwankungen. Zeitschr. Geophysik, 1, 113 (1926); **2,** 191 (1926).
   Spitaler, R. Horizontale Druckkräfte infolge der Achsenschwankungen der Erde. Gerlands Beitr. Geophysik, **20,** 388 (1928).
4. *Spitaler, R.* Die vertikalen Druckkräfte infolge der Achsenschwankungen der Erde. Gerlands Beitr. Geophysik, **22,** 164—165 (1929); **25,** 444 (1930).
   Spitaler, R. Die Achsenschwankungen der Erde und ihre Folgen. Там же **26,** 94—97 (1930).
5. *Schweydar, W.* Notiz zu der Abhandlung von R. Spitaler... Gerlands Beitr. Geophysik, **13,** 53 (1913).
6. *Kravetz, T.* Über den Zusammenhang der Erdbeben mit den Polhöhenschwankungen. Zeitschr. Geophysik, **3,** 221—224 (1927).
7. *Conrad, V.* Erdbebenhäufigkeit und Polbewegung. Handbuch der Geophysik. Bd. 4, Ss. 1151—1166. Berlin (1932).
8. *Lambert, W. D.* The variation of latitude and the fluctuations in the motion of the moon. Washington Acad. Sci. Jour., **17,** 133—136 (1927).
9. *Brown, E. W.* The evidence for changes in the rate of rotation of the earth and their geophysical consequences. Astron. Observ. Yale Univ. Trans., **3** (Part 6).
10. *Eötvös, R.* Allg. 17. Konferenz der Internationalen Erdmessung, Verh. Part. I, 111 (1913).
    Köppen, W. Geografiska Annaler. S. 285 (1920).
    Köppen, W. Ursachen und Wirkungen der Kontinentalverschiebungen und Polwanderungen. Petermanns Mitt., 145—149, 191—194 (1921); см. стр. 149.
    Epstein, P. S. Über die Polflucht der Kontinente. Naturwiss., **9,** 499—502 (1921).
    Lambert, W. D. Some mechanical curiosities connected with the earth's field of forces. Am. Jour. Sci. (5), **2,** 129—258 (1921).
    Wavre, R. Sur la force qui tendrait à rapprocher un continent à l'équateur. Archives Sci. phys. nat. Genève, **7,** 163 (1925).
    Bilimovitch, A. Zum Mechanismus der Polverlagerungen. Univ. Belgrade. Pub. math., **2,** 189 (1934).
    Jeffreys, H. The Earth. 2d ed. p. 301. Cambridge (1929).
    Gutenberg, B. Handbuch der Geophysik. Bd. 3, Ss. 23—26. Berlin (1930).
    Ertel, H. Zur Analyse der Polfluchtkraft. Gerlands Beitr. Geophysik., **32,** 38—46 (1931); **43,** 327—330 (1935); см. также стр. 311—326 (*Grabowski и Milankovitch).*
    Prey, A. Über die Polfluchtkraft. Gerlands Beitr. Geophysik, **48,** 349—387 (1936).
11. *Love, A. E. H.* Some Problems of Geodynamics. Pp . 38—48. Cambridge University Press (1911). (Перепечатаны в 1926 г.)
12. *Pekeris, C. L.* Thermal convection in the interior of the earth. Monthly Notices Royal Astronomical Soc., Geophys. Suppl., **3,** 343—367 (1935).
13. *Darwin, G. H.* Phil. Mag. (5) **14,** 409 (1882).
    Darwin, G. H. Philos. Trans., Part II, 187 (1882).

14. *Baschin, O.* Der Einfluss der Erdrotation auf die tektonischen Bewegungen der Erdkruste. Naturwiss., **11**, 87 (1923).
15. *Gutenberg, B.* Langperiodische Bodenunruhe durch Gefrieren des Bodens. Handbuch der Geophysik. Bd. 4, Ss. 294—298. Berlin (1932).
16. *Tomaschek, R.* Schwerkraftmessungen. Naturwiss., **25**, 177—185 (1937).
Lettau, H. Lotschwankungen unter dem Einfluss von Gezeitenkräften und atmosphärischen Kräften. Gerlands Beitr. Geophys., **51**, 250—269 (1937).
17. *Conrad, V.* Die Gezeiten der festen Erdkruste als auslösende Bebenursachen. Handbuch der Geophysik. Bd. 4, Ss. 1127—1151, Berlin (1932).
Stetson, H. T. The correlation of deep-focus earthquakes with lunar hour angle and declination. Science, **82**, 523—524 (1935).
Stetson, H. T. Correlation of frequencies of seismic disturbances with the hour angle of the moon. Publ. Bureau Central Seismol. Internat., (A) fascicule 15, 244—257 (1937).
18. *Daly, R. A.* The Changing World of the Ice Age. Pp. 120—150. New Haven, Yale University Press (1934).
19. *Haskell, N. A.* The motion of a viscous fluid under a surface load. II. Physics, **7**, 56—61 (1936).

ГЛАВА VII

ГИПОТЕЗЫ О РАЗВИТИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ *

Б. ГУТЕНБЕРГ

Одна из главных задач геофизики и геохимии заключается в том, чтобы проследить эволюцию земной коры после того, как она затвердела. Силы, действующие в коре, были рассмотрены в предыдущей главе. Теоретически их воздействие на ранней стадии формирования коры должно было привести к событиям, изменявшим земную кору и создававшим ту ее структуру и те условия, которые мы наблюдаем теперь. В первую очередь следует выбрать такую теорию, которая объясняет явления, наблюдаемые в настоящее время. Трудность логического метода, пытающегося объять всю геологическую историю Земли от начальной стадии до явлений наших дней, заключается в том, что мы не знаем достаточно хорошо ни условий, которые существовали раньше, ни тех сил, которые привели ко всем последующим изменениям. Недостаток второго метода, который на основании наблюдаемых нами явлений делает выводы о прошлом, заключается в том, что, согласно этому методу, предполагается, что явления, наблюдаемые теперь, характерны для всего геологического прошлого. Слишком легко создаются гипотезы, недостаточно учитывающие все силы и все процессы, влияющие на развитие Земли. Слишком часто делаются предположения о том, что одна сила или один простой процесс может объяснить всю историю земной коры.

Написано великое множество книг и статей, посвященных гипотезам о развитии земной коры. Так как различные процессы, протекающие ныне, могут послужить ключом к разгадке внутренних частей Земли, то, по крайней мере, несколько основных идей будет изложено в этой главе с некоторой полнотой. Более подробные критические очерки по этому вопросу опубликовали Нольке [1] и Гутенберг [2]. Многие другие авторы, возражая против гипотез, расходящихся с гипотезами, предложенными ими, снабдили нас полезными библиографическими данными по этому вопросу.

---

* Можно рекомендовать читателю ознакомиться с теми обобщениями относительно закономерностей геологического развития земной коры, которые даны в заключительной части книг: *А. Д. Архангельский, Н. С. Шатский, В. В. Меннер* и др. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР, 1937; *Н. М. Страхов.* Историческая геология, изд. 2-е, 1938. *(Прим. ред.)*

НАБЛЮДЕНИЯ И «ЗАКОНЫ»

В нашем распоряжении имеется множество конкретных фактов, и их непременно нужно учитывать при обсуждении тектонических процессов. Нельзя принимать гипотезы, явно противоречащие этим фактам. Комбинируя некоторые другие наблюдения, выводили из них «законы». Во многих случаях эти законы были найдены путем экстраполяции.

Слово *закон* первый раз дается в кавычках для того, чтобы показать, что эти «правила» являются не настоящими законами природы, которые нам еще неизвестны, а закономерностями, которые были в свое время выведены из наблюдений и могут быть отброшены учеными всякий раз, когда находятся новые данные или даже пересматриваются старые.

Факты, силы, законы и гипотезы могут быть разделены на несколько групп. Первая группа касается ранней истории Земли; вторая — подкоровых течений ниже земной коры; третья — сжатия (или расширения) Земли в течение всей ее истории; четвертая — движения полюсов, скорости вращения Земли и изменения климата; и пятая — движения континентов или больших частей континентов по отношению друг к другу.

Некоторые из этих фактов приведены в главах I, V и X. Другие будут упомянуты в связи с гипотезами, в которых они фигурируют. Силы, имеющие, возможно, некоторое значение для нашей темы, были рассмотрены в главе VI.

Законы можно подразделить на две группы: 1) вытекающие из данных физики и 2) основанные только на геологических данных. Многие данные первого типа относятся к пластической деформации. Первые три из перечисленных ниже закона основаны на посылках Гешти [3].

1. Объем данного тела во время пластической деформации можно принять за постоянную величину.

2. Пластическая деформация требует, чтобы разница в деформирующих напряжениях (стрессах) была больше, чем прочность*, по крайней мере в двух различных направлениях. В связи с этим законом следует, однако, указать, что «ползучесть» может происходить и при значительно меньших разностях напряжений. Примерами могут служить небольшие движения в самой верхней части земной коры, установленные во многих районах при нивелировках или при проходке рудников и шахт.

3. Пластическая деформация протекает таким образом, что энергия, необходимая для изменения формы, является минимальной, принимая во внимание возможные изменения.

---

* Предел упругости. *(Прим. ред.)*

Гешти рассмотрел, кроме указанных, несколько особых случаев деформации.

Соотношение между пластической деформацией и разрывом можно выразить следующим образом.

4. Если в теле, испытывающем пластическую деформацию, разность напряжений, возникающих в двух направлениях, возрастает (под действием сил) быстрее, чем происходит ее уменьшение вследствие пластической деформации, то разность напряжений может превзойти сопротивление на разрыв, что и вызовет разрыв. Этот закон был использован Гутенбергом для обоснования возможности того, что землетрясения зарождаются на глубинах, где пластическая деформация, возникающая под действием очень небольшой разности напряжений, необходима для объяснения изостазии (см. главу IX). Экспериментально эти принципы были подтверждены Д. Т. Григгсом [4].

Нижеследующее является законом изостазии.

5. В районах, которые за последнее время не подвергались никаким нарушениям, каждая вертикальная колонна земной коры, с радиусом, равным по крайней мере 10 км, и достигающая глубины по крайней мере 60 км, имеет примерно одинаковую массу, находится ли эта колонна на суше, в горном районе или в океане. Однако, как теория Пратта (согласно которой плотность меняется обратно пропорционально высоте колонны), так и теория Эри (который считает, что плотность данного слоя постоянна, но под горами более легкие поверхностные материалы простираются на большую глубину) не вполне соответствуют истине. Оба объяснения рельефа Земли содержат в себе долю правды, но в одном районе больше приближается к истине первая теория, а в другом предпочтительнее вторая.

Джеффриз [5] работал над некоторыми проблемами, связанными с теорией контракции. Приводим два из его заключений.

6. В каждой проблеме горообразования предполагается, что кора может прекрасно передавать деформирующие напряжения на любое расстояние, а разрыв имеет место в том случае, если разность напряжений станет равной прочности пород (ссылка 5, стр. 288).

7. Если Земля сокращается благодаря охлаждению, то деформирующее напряжение, действующее вертикально, является фактически таким же, как и при гидростатическом равновесии. Типом деформации будет в данном случае раздавливание, вызываемое горизонтальным давлением, когда оно превысит вертикальное. Как вертикальный, так и горизонтальный стрессы являются напряжениями сжатия (ссылка 5, стр. 291).

Ряд законов был установлен Штилле [6] на основании геологических данных. Приводим здесь их краткое изложение.

8. Весь процесс горообразования происходил в течение сравнительно немногих кратковременных фаз (это не относится к орогеническим движениям) *.

9. Тектоническая деятельность в течение каждой из этих фаз происходит более или менее одновременно в различных районах.

10. Любой тип структуры может возникнуть во время любого периода.

11. В период интенсивной тектонической деятельности всегда наблюдается поднятие по отношению к поверхности океанов.

12. Складчатость и движение глыб являются результатом действия одних и тех же сил.

13. Результат в основном зависит от материала и его подвижности.

14. Изменения, происходящие во время эпейрогенических движений, часто имеют одинаковое направление в разных районах.

15. Основные причины эпейрогенических движений никогда не являются местными.

16. Орогенические и эпейрогенические движения отличаются друг от друга величиной, а не причинами, обусловливающими возникновение этих движений. (Этот закон вызывает некоторое сомнение).

17. Тектонические процессы являются функцией: *а)* интенсивности сил (действия давления), *б)* сопротивления участвующих в процессе материалов, *в)* структурных условий в начале процесса. Самое большое значение имеет соотношение первых двух моментов. Орогенез является формой реакции на сильное эпизодическое давление, эпейрогенез — формой реакции на меньшее, но более постоянное (вековое) давление. Небольшое давление оказывает на слабые материалы такое же действие, как большое давление на крепкие материалы.

18. Геотектонические процессы протекают таким образом, что необходимая для них энергия является минимальной.

В. Г. Бэчер [7] сформулировал результаты исследований в виде 50 «законов». Некоторые из них выражают мысли, высказанные Штилле. Из их числа приведем следующие законы, более общего значения, частично в кратком изложении.

19. В процессе деформации коры радиальное (вертикальное) направление смещения является обратимым.

20. На современной поверхности Земли очень большие возвышенности и очень глубокие прогибы, связанные с деформацией земной коры, имеют отчетливо линейные очертания.

---

* Повидимому, автор имеет в виду, что при одновременности складчатости (в собственном смысле слова) последующее поднятие горных сооружений, связанное с колебательными движениями, происходит не везде одновременно. *(Прим. ред.)*

21. Оси, т. е. длинные линии прогибов и поднятий, тесно связаны между собой и расположены друг возле друга в сравнительно длинных и узких поясах.

22. Законы 19, 20, 21, насколько мы можем судить по имеющимся у нас данным, неизменно действовали на протяжении всего геологического прошлого.

23. Кривая частоты уровней земной поверхности показывает два резко выраженных максимума, соответствующих уровню дна океанов и уровню поверхности континентальных платформ.

24. Типичный орогенический цикл начинается понижением геосинклинали и кончается мощным поднятием. В первой фазе преобладает постепенное погружение. Вторая фаза отличается периодами складкообразования, между которыми наблюдаются все более сокращающиеся периоды погружения геосинклинали.

25. Структура поднятий свидетельствует о существовании дифференциальных движений в кристаллическом материале, которые по своему характеру приближаются к пластической деформации. Степень пластичности возрастает с глубиной.

26. Было установлено, что новые мобильные пояса по своему простиранию и по очертаниям похожи на ближайшие из более древних, в основном уже неподвижных поясов. Эти новые мобильные пояса расположены либо около неподвижных поясов, либо на них.

27. Главные движения береговых линий происходили на всех континентах одновременно в сторону регрессии или трансгрессии.

28. Большие трансгрессии моря на континенты происходили в интервалах между большими орогеническими фазами.

Законы, относящиеся в основном к механизму движений в самой верхней части коры, здесь не приводятся. Некоторые из них упоминаются в главе I при рассмотрении явлений, происходящих на поверхности Земли.

ГИПОТЕЗЫ О РАННЕЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Гипотезы, касающиеся происхождения Земли, рассматривались Джеффризом*. В главе I упоминалась гипотеза о том, что Луна могла образоваться путем отделения от Земли. Согласно этим гипотезам, если Луна действительно образовалась таким образом, то это случилось фактически одновременно с образованием Земли. Такая теория, возможно, могла бы объяснить тот факт, что самая верхняя часть материала, слагающего земную кору, отсутствует на дне Тихого океана. Однако отсутствие этой части коры на дне Тихого океана отнюдь не является бесспорным доказательством того, что из отсутствующего материала образовалась Луна. Плотность Луны

* Глава II американского издания о происхождении Земли и Солнечной системы, написанная Джеффризом, опущена в русском переводе книги (см. предисловие). *(Прим. ред.)*

объясняется как этой гипотезой, так и предположением, что Луна образовалась самостоятельно, но недалеко от Земли. В последнем случае бассейн Тихого океана, возможно, лишился своих верхних слоев во время катастрофических лунных приливов земной коры в то время, когда Луна находилась очень близко от Земли.

Большие изменения, должно быть, происходили во внутренних частях Земли во время первой стадии ее существования. В. М. Гольдшмидт [10, 11, 12, 13] изучил те возможные химические и физические изменения, которые происходили в большом масштабе в тот период и более медленно протекают теперь. В гравитационном поле Земли материалы, вероятно, очень рано начали выделяться соответственно своей плотности. Подобно разделению чугуна, штейна и шлака в доменной печи, согласно Гольдшмидту, могло происходить разделение вещества Земли на три слоя — расплавленное металлическое ядро, вышележащий расплавленный слой, состоящий из расплавленных сульфидов и окислов, находящийся примерно на глубине 1000 км от поверхности (см. гл. VIII), и расплавленную массу силикатов, которая составляла верхнюю часть оболочки Земли. Кроме того, имелась газообразная фаза — атмосфера. Металлы, которые восстанавливаются легче, чем железо, очень быстро перешли в ядро. Другие металлы, обладающие сильным сродством к сере, попали в нижнюю часть оболочки.

По мере того, как продолжалась кристаллизация, в наружной части покрова выделялись различные слои. Во время последней стадии этого выделения, которое продолжается и теперь и возможно обусловливает главные тектонические процессы, газы и растворы образовали много изменений в кристаллической коре. Сравнительно небольшое количество благородных металлов, содержащихся в наружной части коры, обязано своим происхождением не только раннему разделению вещества Земли на три слоя, но также процессам, похожим на те, которые сейчас упоминались и которые протекали сравнительно недавно. В своих работах Гольдшмидт рассмотрел условия геохимического распределения многих элементов. Для термической истории Земли интересно его утверждение о том, что торий и уран чаще встречаются в верхних частях силикатных слоев [10].

Наконец, Гольдшмидт подразделил элементы на 4 класса: сидерофильные элементы, сконцентрированные в никелистом железе (ядро Земли); халькофильные элементы, сконцентрированные в сульфидных расплавах (более глубокие части оболочки); литофильные элементы, сконцентрированные в силикатных расплавах (наружная часть покрова), и атмофильные элементы, сконцентрированные в атмосфере.

Концентрация элементов в том или другом из этих классов в значительной степени зависит от свойств их атомов. Некоторые элементы так схожи по своим свойствам, что их с трудом можно

отделить друг от друга. Так, например, хотя гафний образует около 0,003% Земли, он был открыт сравнительно поздно, потому что его свойства очень похожи на свойства циркония.

Атомный объем элементов имеет определенную связь с их распределением по классам. Если построить кривую, выражающую зависимость атомного объема элементов от атомного номера (атомного числа), то полученная кривая будет иметь максимумы и минимумы. Все сидерофильные элементы (C, P, Fe, Co, Ni, Mo, Ru, Rh, Os, Ir, Pt) находятся около минимума кривой. Халькофильные элементы находятся в той части, где атомный объем увеличивается с атомным числом. За ними следуют атмофильные элементы, в то время, как литофильные находятся и около максимума и на понижающихся частях кривой. Гольдшмидт изучил много проблем, связанных с этими фактами.

Другим фактом, представляющим интерес, является открытие Харкинса [14], что в Земле, так же как и в метеоритах, каждый элемент с четным атомным числом является, как правило, более распространенным (частым), чем предшествующий и последующий элементы с нечетными атомными числами. Последние являются менее стойкими. Экспериментальные и теоретические работы, проведенные Гольдшмидтом в этом направлении (ссылка 11, № 5, 1925), дали дополнительные материалы по этому вопросу.

Гипотезы о составе Земли в целом могут основываться на геохимических рассуждениях и на сравнении с другими небесными телами, в частности с метеоритами (см. гл. III). Считается общепризнанным, что железо занимает первое место по распространенности, причем количество его составляет от 36 до 50% по отношению ко всей массе Земли. Кислород по количеству занимает второе место и составляет 28—30% от общей суммы. За ним идет кремний, составляющий около 12%, затем магний — 8%, Ni и Ca по 3% каждый, Al от 1 до 2%, S, Na и Ti от 0,5 до 1%, а все остальные, содержатся в количествах, меньших 0,5%.

На состав Земли влияет тот факт, что легкие газы улетучились во время раннего периода ее существования, когда она была горячей. Весьма вероятно, что водород и гелий продолжают улетучиваться и теперь [16]. В спектре стратосферы еще не было найдено линий этих газов или каких-либо других признаков их присутствия. Температура верхней части стратосферы, повидимому, достаточно высока для того, чтобы способствовать постепенному улетучиванию этих газов. В результате, легкие газы встречаются в меньшем количестве на Земле, чем на Солнце. Если не считать легких газов, то процент остальных элементов по отношению к железу приблизительно одинаков для Земли и для Солнца. В целом состав Земли [16] примерно соответствует сумме из 55 частей каменных метеоритов, 50 частей железных метеоритов и 5 частей троилита [17].

*

Хотя Гольдшмидт попытался нарисовать в общих чертах картину образования слоев Земли, Гешти [18] исследовал эту проблему более детально. Он стремился показать, что во время образования кристаллической коры слои не достигли еще своего теперешнего радиуса. Так как в более глубоких частях Земли сила тяжести уменьшается с глубиной и падает в центре Земли до нуля, то все процессы, которые обусловливаются силой тяжести, должны протекать медленнее по мере приближения к центру Земли. Сравнительно небольшие количества вещества, более тяжелого, чем окружающая их среда, не в состоянии опуститься к центру Земли. Только после того, как накопятся большие массы более тяжелых материалов, может начаться обширное движение масс, которое произведет, в свою очередь, большие нарушения на поверхности. Гешти сопоставлял такие революции на Земле с геологическими эпохами, во время которых произошли большие изменения. В некоторых других статьях [19] он пытался объяснить происхождение океанов и континентов. Здесь он указывает на то, что если конденсация происходила в раннюю стадию существования Земли, то более глубокие части земного шара испытывали более сильное давление, чем верхние части, и что разница между материковыми и океаническими областями, существовавшая уже в то время, еще более увеличилась. Отдельные детали обусловливаются физико-химическими свойствами силикатных расплавов.

ГИПОТЕЗЫ, ОСНОВАННЫЕ НА ПОДКОРОВЫХ ТЕЧЕНИЯХ

Как было уже сказано выше, под корой юной Земли, вероятно, существовали сильные течения. Многие авторы считают, что сопротивление в недрах Земли препятствует образованию подкоровых течений в настоящее время. Однако, результаты геофизических исследований за последние десятилетия не оставляют никаких сомнений в том, что такие течения все еще существуют, хотя скорость их сравнительно очень невелика. Изостазия была бы невозможной без таких течений. Если благодаря осадконакоплению, эрозии или образованию ледяных шапок материал удаляется или наносится на поверхность, то равновесие может быть восстановлено только путем пластической деформации. В данном случае движения под корой являются результатом изменений, вызванных нарушениями у поверхности.

Имеется, однако, довольно много теорий, согласно которым течения под корой считаются основной причиной движений у поверхности. Интересны с исторической точки зрения «плутонические» теории Л. фон Буха и А. Гумбольдта. Некоторые из более поздних теорий, как, например, теории Дика [20], Ротплетца [21] и В. Пенка [22], в которых рассматриваются движения (имеющие частично плутоническое происхождение), возникшие на глубине, подразумевают

существование течений под корой Земли, без непосредственного упоминания о них. О. Ампферер [23] первый в полной мере оценил гипотезу о том, что течения под корой были главной причиной горообразования и других изменений у поверхности Земли. Однако он не объяснил причин появления этих течений.

С тех пор было выдвинуто немало гипотез, которые либо основаны на таких течениях, либо молчаливо подразумевают их существование. Главная теоретическая трудность заключается в том, что до сих пор не было разработано простой теории, которая давала бы хорошее объяснение пластических процессов, включая ползучесть. Кроме того, многие недоучитывают того факта, что ни закон Гука, ни теории сопротивления материалов, вязкости и внутреннего трения не были обоснованы математическими и физическими законами о строении вещества, а являются лишь результатом наблюдений. Таким образом, если мы обнаружим противоречия между данными наших наблюдений и данными теории вязкости, то это отнюдь не означает, что данные, полученные в результате наблюдений, неправильны. Подробно об этом см. гл. XIII.

Вероятно имеются различные типы первичных причин подкоровых течений. К. Андрэ [24] изучал, главным образом, изменения объема во время кристаллизации. Повидимому, влияние этих изменений чрезвычайно невелико. То же самое можно сказать о влиянии различий в степени диференциации, о которых говорил Морджол [25]. Согласно Э. Краусу [26], сочетание различных процессов, таких, как химические и физические изменения, кристаллизация и особенно течения под корой, приводит к периодическому увеличению континентов за счет горных хребтов, которые добавляются к континентам после диференциации из материалов, залегающих под океаном.

Течения под корой играют важную роль в гипотезе Джоли, которая была упомянута в связи с охлаждением Земли (гл. V). Согласно этой гипотезе, количество тепла, образуемого в недрах Земли радиоактивным веществом, превышает количество тепла, уходящего через поверхность. Орогенические «перевороты», происходившие в коре Земли, от времени до времени способствуют удалению этого тепла. Однако до сих пор не был описан механизм, который объяснил бы периодичность этого процесса. Эта гипотеза была несколько видоизменена А. Холмсом [54], Г. Киршем [100] и др.

Р. Швиннер [27], С. Фудживара [28, 29], Л. Дю Тойт [88] и Ф. Ринн [30] предполагают наличие в Земле движений циклонического типа. С. Фудживара ссылается на структурные данные, а именно, на спиральные формы у поверхности Земли, соответствующие потоку воздуха во время циклона. Этот тип потока, отмеченный Швиннером, был использован Венинг Мейнесом [31]. Венинг Мейнес исходит из того факта, что в районах современной тектонической деятельности часто имеется пояс значительных отрицательных

аномалий силы тяжести, обычно сопровождающихся двумя более или менее ясными зонами положительных аномалий, по одной на каждой стороне (см. рис. 21 и 22). Он указывает, что «излишек силы тяжести на такой обширной площади можно объяснить либо боковым сжатием коры Земли, либо нисходящими течениями в субстрате», и если это последнее предположение включает также и боковое сжатие земной коры, то оба объяснения совместно подкрепляют вышеуказанные соотношения. Нисходящие течения «вероятно, возникают за счет сходящихся горизонтальных течений под корой, и эти течения благодаря вязкости увлекают за собой кору, что способствует ее сжатию». В районе отрицательных аномалий большие, направленные вниз «протуберанцы» развиваются значительно быстрее, чем «протуберанцы», направленные вверх. Венинг Мейнес старался в деталях описать этот процесс. По его мнению, земная кора, увлекаемая течениями, должна изгибаться, сжимая поверхностные слои и образуя хребты. На более поздней стадии подъем области, охваченной тектоническими движениями, происходит в результате увеличения температуры.

На основании профиля, изображающего изостатические аномалии силы тяжести и проведенного поперек о. Явы, а также района отрицательных аномалий, расположенного к юго-западу, Венинг Мейнес заключил, что кора при мощности в 25 км укоротилась приблизительно на 50 км, что соответствует поперечному сечению опущенного в субстрат выступа коры порядка 1200 кв. км.

Нельзя принять ни одну тектоническую гипотезу, которая не находилась бы в согласии с наблюдаемыми аномалиями силы тяжести. Чрезвычайно существенным фактом является то, что эти аномалии встречаются на больших площадях и совпадают с поясами неглубоких землетрясений. Вместе с тем, гипотеза, которая начинает с сил и дает объяснения наблюдаемым фактам, была бы значительно надежнее. Однако не было указано ни одной силы, которая не была бы взята под сомнение, и весьма вероятно, что несколько основных источников сил, создающих разности напряжений в земной коре, вызывают, в совокупности с большим количеством малых факторов, те изменения, которые мы наблюдаем у поверхности Земли.

Э. Краус [32] попытался применить гипотезу о течениях под корой по отношению к Альпам. Он считал, что материал двигался вниз вдоль двух вертикальных зон. Предполагаемый им механизм, таким образом, соответствует тем данным гравиметрических наблюдений, которые имеются по районам с современной тектонической деятельностью, и объясняет выводы сейсмологов о том, что корни Альп простираются вниз значительно дальше, чем видимая часть Альп возвышается над уровнем моря.

Хесс [33] указал, что во многих районах, например в Вест-Индии, Ост-Индии и в Альпах, интрузии змеевиков находятся в подобных же соотношениях с отрицательными аномалиями. Он предполагает,

что в Альпах и частично в Вест-Индии прогиб, вызывающий отрицательную аномалию, уничтожается расплавлением, изостатическим поднятием или тем и другим вместе, так что теперь отрицательные аномалии более — 50 миллигал редки, а поле отрицательных аномалий значительно расширилось.

Согласно Хаарману [34], течения под корой вызываются космическими явлениями. Соответствующие течениям вертикальные движения у поверхности являются *первичным тектогенезом*. За ним следует *вторичный тектогенез*, который стремится восстановить равновесие. Несмотря на то, что первопричина течений, выдвигаемая в теории Хаармана, считалась мало вероятной, главная идея этой теории была развита Ван-Беммеленом, Грэбо [103] и др.

Ван-Беммелен предполагает, что первичный материал Земли не был абсолютно однородным и что диференциация первичного расплава вызывалась местными условиями, являвшимися основной причиной тектонической деятельности. Затем, дальнейшая диференциация создавала различия в плотностях. Течения под корой стремятся восстановить изостатическое равновесие на глубине, тем не менее на поверхности они образуют геосинклинали. Изменения давления и различная степень охлаждения еще больше увеличивают существующие различия.

Под центральной и самой глубокой частью геосинклинали возбужденная магматическая диференциация вызывает, по Ван-Беммелену, накопление сиалических и симатических продуктов. Когда это накопление достигает определенных размеров, гидростатическое равновесие нарушается настолько, что возникает поднятие срединного хребта. Это самая начальная стадия орогенического цикла. Примером является Средне-Атлантический хребет. Срединный хребет по объему компенсируется с обеих сторон зонами погружения. Это явление представляет собой, вероятно, зарождение цикла краевых перемещающихся мезоундаций, так как и под смежными глубокими прогибами также возбуждается магматическая диференциация. Импульс, приводящий к волнообразному поднятию, будет направлен от центральной оси геосинклинали к обеим сторонам ее, и действие его будет длиться до тех пор, пока дальнейшее развитие цикла не приостановится континентальными форландами.

Ван-Беммелен рассмотрел подробности своей теории на ряде примеров [36]. Ван-Беммелен и Берлаге [37] попытались разрешить проблему ундации и родственные проблемы посредством математических исследований. Пластические деформации, связанные с такими проблемами, были изучены Бийлаардом [38]. С. В. Тромп [39] также считает волнообразные движения главной чертой горообразования. Однако он соглашается со всеми упомянутыми выше теориями и предполагает, что движения в земной коре обусловливаются волнами Гельмгольца на поверхности разрыва непрерывности свойств между оболочками сиаль и сима. Он полагает, что эти движения образуются и поддерживаются силами, смещающими континенты, а также движениями полюсов. Согласно Тромпу, амплитуда волн в Кордильерах Северной Америки равна 5 — 10 км, длина волн — 1200 км.

В Ост-Индии амплитуда волн колеблется от 5 до 6 км, а длина оказывается порядка 600 км. Скорость волн, вероятно, превышает 30 м в год. Свои заключения Тромп основывает на проведенных им опытах. Как в отношении этих данных, так и самой теории высказывались серьезные сомнения. Ни одной подходящей физической теории не было разработано для волн Гельмгольца в вязком твердом теле.

Э. Рейер [40], М. Рид [41] и С. Сандберг [42] предполагают, что термические процессы и осадконакопление совместно участвуют в горообразовании. Однако предположенные результаты этих процессов слишком малы.

Подкоровые течения, обусловленные разницей температуры и свойствами материала коры, были изучены С. Л. Пекерисом [43]. На основании некоторых данных он заключил, что в оболочке Земли под корой должны возникать конвекционные токи, которые в верхней части оболочки направлены от областей, находящихся под континентами, к областям, расположенным под океанами. В центральной части океанов они опускаются по направлению к ядру, возвращаются назад к району континентов в нижнюю часть покрова и подымаются под центральной частью континентов. Скорость их движения зависит от условий. Посредством различных допущений Пекерис находил также максимальную скорость, колеблющуюся между долями сантиметра и долями метра в год. Положительные изостатические аномалии над океанами, порядка 30 миллигал, отмеченные Венинг Мейнесом и другими, вероятно, могли быть вызваны такими температурными изменениями.

Бэчер [7] также изучал течения под корой, обусловленные термическими причинами. «Колебания в содержании тепла в подкоровой массе Земли являются одним из факторов, который обусловливает чередующиеся сжатия и расширения подкорового вещества. С архейского времени содержание тепла в коре существенно уменьшилось». Чередующиеся вздутия и сокращения подкорового вещества вызывают в коре попеременно растягивающие и сжимающие напряжения. Бэчер в своей работе обсуждает механизм сжатия и расширения.

«Наличие поясов резких отрицательных аномалий, преобладание вертикальных поднятий в орогенической деятельности недавнего геологического прошлого, общее поднятие всех континентов и регрессия эпиконтинентальных морей — все это свидетельствует о том, что мы теперь наблюдаем позднюю стадию фазы сжатия в деформациях коры. Следовательно, совершенно естественно, что мы слишком переоцениваем ту роль, которую сжатие играет в диастрофизме» (ссылка 7, стр. 482).

Итак, важное значение подкоровых течений для тектонических процессов указывается в большинстве гипотез, которые предполагают, что большая часть земной коры находится в движении. Эти гипотезы будут обсуждаться позднее в этой же главе.

Резюмируя сказанное по вопросу о подкоровых течениях, мы можем отметить, что существование таких течений весьма вероятно, что они могут образоваться и поддерживаться термическими, химическими и механическими процессами, но что значение этих процессов до сих пор еще не установлено ни в целом, ни для специальных случаев.

ТЕОРИЯ СЖАТИЯ (КОНТРАКЦИОННАЯ ТЕОРИЯ)

По крайней мере со времен Декарта обсуждается теория, согласно которой Земля охлаждается, сжимается и, таким образом, образуется ее верхняя оболочка — кора. Несмотря на то, что неоднократно выдвигались гипотезы, например Джоли (см. гл. V), Холмом [53], Линдеманном [44], согласно которым Земля по крайней мере в течение большей части периода своего существования нагревалась и расширялась, общепринятым остается мнение, что Земля охлаждалась. Однако не существует единогласия по вопросу о степени охлаждения и о том, является ли это охлаждение достаточным для того, чтобы вызвать столь значительное сжатие, которое могло бы вообще объяснить образование гор.

Мейерман [101] предложил метод подсчета сжатия Земли вне зависимости от причины сжатия. Его подсчеты основаны на периодах древних и современных затмений Солнца. Он установил, что изменение продолжительности суток меньше, чем следовало бы ожидать в результате трения при приливных движениях, и сделал вывод, что радиус Земли уменьшается примерно на 5 см в столетие.

Р. А. Зондер [45] детально обсуждает контракционную теорию. Для того чтобы объяснить образование гор теорией контракции, необходимы три условия: 1) Земля сжимается; 2) кора может скользить по субстрату; 3) слои, подверженные тектоническим процессам, могут накапливать напряжения, необходимые для того, чтобы образовать горы.

Три критерия позволяют оценить правильность этой теории: 1) количество вещества, которое сосредоточено в горных массах, должно быть таково, чтобы оно соответствовало возможному сокращению; 2) порядок величины напряжений должен быть достаточно большим; 3) последовательность орогений во времени и пространстве должна отвечать теории: они не должны быть слишком сближенными.

Хотя сторонники этой теории сходятся в том, что эти критерии имеются налицо, многие геофизики и геологи не соглашаются с ними и считают, что сжатием, в лучшем случае, можно лишь частично объяснить образование гор.

Физическая сторона теории сжатия была изучена Джеффризом [5]. Для этой теории первостепенное значение имеют законы 6 и 7, упомянутые в начале этой главы. Закон 6 соответствует вышеупомянутому второму условию Зондера и если эти предположения

правильны, то доказывает его. До сих пор по этому пункту возражений не было, и механизм теории сжатия большинством геофизиков считался правильным. Напряжения, обусловленные сжатием Земли, накапливаются в коре Земли до тех пор, пока, наконец, где-нибудь в слабой зоне (в геосинклинали) они не достигнут предела сопротивления пород, и тогда «происходит полный разрыв поверхностных пород и сопротивление падает до нуля. Таким образом, смятие продолжается до тех пор, пока напряжения не уменьшатся почти до нуля. Это обычно соответствует эпохе образования гор. Затем разрывы снова закрываются, и в дальнейшем снова начинается процесс охлаждения внутри Земли» (ссылка 5, стр. 138).

Джеффриз полагает, что контракционная теория объясняет, по крайней мере, бо́льшую часть, а возможно, и весь процесс горообразования. Наиболее серьезным он считает возражение А. Холмса [46], который говорит, что так как охлаждение Земли уменьшается, то этот факт должен был бы способствовать увеличению интервалов между периодами горообразования, в то время как на самом деле как будто бы наблюдается обратное явление. Однако это можно объяснить тем, что для изучения подобных явлений в более близких к нам периодах имеются лучшие возможности. Согласно Джеффризу [47], «эта теория является самой правдоподобной, и нам ничего не остается, как остановиться на ней до тех пор, пока не будет предложено что-нибудь новое, более соответствующее фактам».

Многие другие соглашаются с тем, что теория контракции имеет значительные преимущества по сравнению с другими теориями, однако считают, что в ней есть некоторые сомнительные моменты, которые пока нельзя устранить. Штилле [48] расценивает ее в благоприятном смысле. Дели [49] основывает свою гипотезу скольжения вниз (down-sliding) частично на теории сжатия. Однако он, кроме того, предполагает влияние изменений скорости вращения Земли и влияние эрозии. «Теория орогенов» Кобера [50] и идеи Рууда [97] являются различными вариантами контракционной теории.

Хотя в только что упомянутых работах сжатие считается основным процессом в образовании гор, однако другие ученые пришли к выводу, что охлаждение Земли не является достаточным, чтобы произвести большую часть существующего смятия земной коры. Например, если мы примем весьма правдоподобное предположение о том, что уменьшение радиуса Земли не превышает 1 мм в столетие, то согласно подсчетам Гутенберга за последние 100 млн. лет, т. е. за все послетриасовое время, мог возникнуть горный хребет, имеющий высоту 2 км и длину 200 км. Согласно предположениям, рассмотренным Гешти, Альпы соответствовали бы сокращению радиуса Земли примерно на 2 км. Таким образом, для сжатия, необходимого для образования Альп, потребовался бы период охлаждения, равный приблизительно 200 млн. лет.

Имеются два обстоятельства, которые исключают возможность того, что одной теорией контракции можно объяснить весь процесс горообразования. Одним из этих обстоятельств является радиоактивность, которая заставляет нас полагать, что охлаждение Земли меньше, чем это обычно предполагается. Другим обстоятельством является то, что охлаждение Земли уменьшается благодаря сжатию. Потенциал однородной сферы, отнесенный к ее центру, равен $-0{,}6\,kM^2/r$, где M—масса, r—радиус, а k—постоянная тяготения. Уменьшение радиуса однородной сферы, имеющей размер Земли, на 1 мм производит уменьшение потенциальной энергии, соответствующее $8{,}3 \cdot 10^{21}$ калорий. Это тепло задерживает охлаждение. О. Шмидель [52] подсчитал количество этого тепла в Земле и нашел, что если мы предположим, что сокращение происходит только в самой верхней десятой части земного шара, то около 40% тепла Земли, излучаемого при радиации, восстанавливается соответствующим сжатием. Эта величина, вероятно, слишком высока, так как эффект сжатия проявляется, с достаточной интенсивностью, повидимому, меньше, чем на одной десятой части планеты. Все же поправка на сокращение может быть взята по крайней мере в 10, возможно, даже в 20%.

Рассматривая эти две причины, задерживающие охлаждение Земли, Гутенберг пришел к заключению, что термическое сжатие Земли частично объясняет образование гор, но что наряду с ним должны действовать еще другие силы такого же порядка. Аналогичной точки зрения придерживаются Бубнов [89, 90], Саломон-Кальви [55], Швиннер, Коссмат, Уаттс [56] и др.

Данные Е. М. Андерсона [57] также подтверждают эту точку зрения. После подробного рассмотрения он, например, установил, что потеря тепла, необходимая для объяснения образования третичных горных хребтов, примерно в пять раз больше потери, вычисленной для интервала времени от позднепалеозойского горообразования до возникновения этих гор. «Таким образом, объяснение образования третичных горных хребтов термической формой контракционной теории, как видим, неудовлетворительно. Этот результат весьма многозначителен, так как взятые данные были необычайно благоприятны для теории» (ссылка 57, стр. 158). Во второй части своей статьи Андерсон изучает проблемы упругости и вязкости, которые играют роль в теории сжатия, и приходит к выводу, что данные, полученные в результате его изучения, также говорят против этой теории. Однако это заключение нужно сочетать с его же заявлением, что «сопротивление масс породы длительному давлению в настоящее время неизвестно».

Мы уже приводили возражения Холмса [46]. Он детально разбирает утверждение о том, что «гипотеза о непрерывном охлаждении Земли, по существу, никогда не могла дать сортветствующих объяснений извержениям через трещины и другим вулканическим явле-

ниям и явлениям растяжения, а также процессам горообразования, их распределению во времени и в пространстве и чередованию морских трансгрессий и регрессий». Вместо этой теории Холмс выдвигает «гипотезу магматических циклов». «Излишек тепла, образовавшегося внутри Земли за счет радиоактивных элементов, аккумулируется в течение некоторого времени при образовании магм и затем рассеивается при подъеме магм на более высокие уровни и при полном остывании их в процессе сравнительно быстрого охлаждения» (ссылка 57, стр. 276).

Ф. Нольке [ссылки 1 (стр. 75—117), 58] подчеркивает тот факт, что теория контракции хорошо объясняет наблюдаемые факты. С другой стороны, он считает, что степень сжатия не определяется только удалением тепла через земную кору. Он полагает, что сжатие обусловливается глубинными процессами. Среди последних он допускает: процессы термодинамического характера, лишь частично связанные или совсем не связанные с потерей тепла, возможно изменения в состоянии вещества или в строении атомов, дегазирование глубокозалегающей магмы и извержения, вызывающие уменьшение объема внутренних частей Земли. Согласно Нольке, ядро Земли является особо важным элементом, влияющим на дальнейшее сжатие.

Суммируя все вышесказанное, мы можем утверждать, что термическое сжатие Земли, вероятно, частично объясняет горообразование, но что в настоящее время на основании имеющихся данных мы вправе полагать, что и другие процессы играют в этом не менее важную роль.

ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА И ДВИЖЕНИЯ ПОЛЮСОВ

Данные палеонтологии и палеогеографии [59] не оставляют сомнения в том, что поверхность Земли сильно изменялась в течение своей истории. Обе эти науки доставляют данные относительно распределения суши и моря, а также изменения климата. Если мы сможем установить причины этих изменений, то тем самым получим много важных данных о недрах Земли. Это обстоятельство, а также необыкновенный интерес, проявляемый в отношении этих проблем, являются причинами того, что мы детально обсуждаем здесь те гипотезы, которые были предложены для объяснения изменений климата и распределения суши и моря.

Первые надежные данные относительно климата относятся к альгонкскому периоду. В районе Великих озер, в северной части Англии, в Индии, Австралии и Южной Америке были найдены признаки оледенения. Однако в большинстве случаев не удалось определить точный возраст этих оледенений. На основании имеющихся у нас данных представляется вероятным, что в течение альгонкского периода мягкий климат чередовался с оледенениями.

В кембрийских слоях мы находим следы оледенений так же, как и пустынь, но данные эти слишком скудны, чтобы можно было получить полное представление о климатических зонах. То же самое относится к нижнему и верхнему силуру и девону. Есть лишь определенные указания, что в это время в Европе и в некоторых частях Северной Америки климат был теплее, чем теперь, и что в течение девона распределение климатических зон на континенте сильно отличалось от современного.

Сравнительно полные данные мы имеем по карбону и перми. Кёппен и Вегенер попытались [60] восстановить климатические зоны этих периодов. Имеются данные о сухом аридном климате в некоторых районах Северной Америки, Европы и Северной Африки и бесспорные доказательства обширных каменноугольных и менее крупных пермских оледенений в некоторых частях Южной Америки, Австралии и Индии. Если предположить, что расстояние между континентами было такое же, как и теперь, то трудно определить положение южного полюса, которое объединило бы все площади, покрытые ледниками, в один полярный район. Это один из аргументов в пользу гипотезы континентальных смещений, гипотезы, которая как будто бы разрешает эту проблему при условии, что мы, кроме того, предположим, что полюсы тоже смещаются. В соответствии с этим Кёппен, Вегенер и другие помещают северный полюс каменноугольного периода в северную часть Великого океана к северо-западу от Гавайских островов, а северный полюс пермского периода немного далее на северо-восток. Соответствующее положение южного полюса определяется между Южной Америкой и Австралией. В карбоне и перми эти континенты, по предположению Вегенера, находились очень близко друг от друга. Согласно его данным, экватор пересекал Центральную Америку, южную часть Европы и Центральную Азию. Такое положение полюсов было уже определено в 1902 г. Крейхгауэром [61]. Рис. 8 взят из его книги. Все, кто принял гипотезу движения полюсов, независимо друг от друга определили путь северного полюса, начиная от каменноугольного периода (причем получалось близкое соответствие с начертанием пути, которое было дано Крейхгауэром), и были одного мнения о положении полюсов в каменноугольном периоде. Однако несомненно, что предположения Крейхгауэра относительно предшествующих периодов не подтверждаются наблюдениями.

Данные о мезозойской эре еще более скудны. Едва ли даже имеются хоть какие-нибудь следы оледенений [62]. Растительность и ископаемые как будто бы указывают на сравнительно небольшие изменения, которые, вероятно, выражаются в медленном движении климатических зон к их теперешнему положению.

Во время третичного периода климат изменялся значительно быстрее. Климат северной части Европы стал прохладнее, чем раньше, и более похож на современный. В миоцене в центральной

Европе еще росли те растения, которые не смогли вынести более холодного климата наших дней. С другой стороны, имеются данные, указывающие на то, что на побережье Тихого океана в Северной Америке климат был прохладнее, чем теперь. В течение четвертичного периода климат приближался к такому, какой мы имеем в настоящее время. Путь полюсов, согласно данным многочислен-

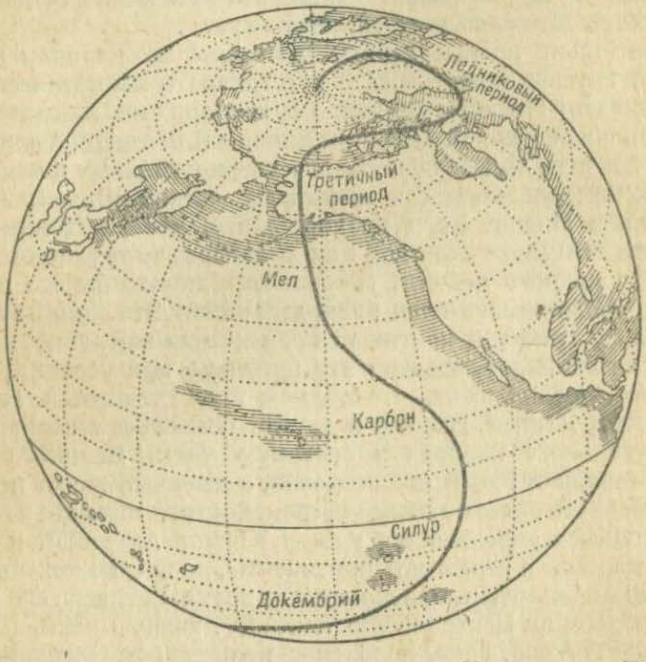


Рис. 8. Путь северного полюса по Крейхгауэру. Та часть пути, которая соответствует времени, предшествовавшему каменноугольному периоду, большинством геологов считается неправильной.

ных исследований, как будто бы соответствует указанному на рис. 8.

Характерными явлениями плейстоцена были последовательные оледенения, разделенные межледниковыми периодами [59,60,63,64,65,95]. За последние 600 000 лет было 4 главных и несколько второстепенных ледниковых периодов. Последний минимум температуры относится к периоду около 60 000 лет назад, а отступление льда из Центральной Европы началось 40 000 лет назад.

Существует заметная разница между сравнительно короткими ледниковыми периодами плейстоцена и изменениями в климате во время более ранних периодов. Если плейстоценовый «ледниковый период» состоял из ряда эпох, в течение которых температура

в большей части обоих полушарий была, очевидно, ниже, чем теперь, то климат во время более ранней истории Земли в некоторых частях был значительно теплее современного, в других же в это же время — необычайно холодным. По этой причине представляется весьма вероятным, что эти два явления обусловлены совершенно разными причинами. Одна причина вызывает более или менее периодические изменения температуры, которые, возможно, существовали на протяжении всей истории Земли; плейстоценовые ледниковые и межледниковые периоды являются примерами таких периодических изменений. Другие причины вызывают более медленные изменения климата в течение таких длинных периодов, как целые геологические эры. Такие изменения проявляются одновременно на одной части Земли совершенно иначе, чем на другой. Таким образом, некоторые районы, как, например, Исландия или Антарктика, которые теперь отличаются очень холодным климатом, во время верхнего палеозоя или мезозоя имели климат типа наших субтропиков и не обнаруживают никаких следов оледенений. В это же самое время другие районы были хотя бы временно покрыты льдами. Этот факт едва ли можно объяснить предположением о всеобщем похолодании, которое приписывают периодам плейстоценовых оледенений.

Объяснения изменений климата можно разделить на две группы: 1) предположение о смещении полюсов, 2) попытка объяснить изменения климата без такого предположения. С. Е. Брукс [67] в своей работе рассмотрел целый ряд разных предположений второго типа. Он подчеркивает охлаждающее влияние обширных ледниковых континентальных покровов. Например, падение температуры на 3° С вблизи центра оледенения и последующее образование большого ледникового материкового покрова в арктическом районе понижает температуру в высоких широтах примерно на 27°С. Если падение температуры достаточно велико, то в результате мы будем иметь область высокого барометрического давления, т. е. «ледниковый антициклон» с ясным небом и сильным похолоданием, благодаря радиации. «Ветры, направленные из этой области наружу, распространят арктические условия на большое расстояние от края ледника, в результате чего может даже возникнуть оледенение соседнего горного хребта. Весьма вероятно, что образование больших альпийских ледников во время четвертичного периода было частично обусловлено охлаждением в результате ветров, дующих со скандинавского ледникового покрова» (ссылка 67, стр. 70). Благодаря тому, что лед отдает больше тепла, чем горные породы или вода, происходит дополнительное охлаждение.

Другим важным фактором являются течения в океанах. Влияние Гольфштрема на климат западной Европы и Исландии хорошо известно. В своей книге Брукс дал обзор имеющихся в литературе материалов по вопросу об изменениях течения Гольфштрема во

время четвертичного периода. Хотя изменения в Центральной Америке, вероятно, мало повлияли на него, тем не менее «уничтожение разрыва между Гренландией и Европой благодаря поднятию подводного хребта, проходящего через Исландию... до Шотландии, которое произошло во время четвертичного ледникового периода, должно было изменить направление Гольфштрема» и, вероятно, усилить оледенение в странах, граничащих с северной частью Атлантического океана (ссылка 67, стр. 90).

Другими важными факторами, влияющими на климат, которые Брукс изучил по литературе, имевшейся в его распоряжении на 1925 г., являются изменения в радиации Солнца [68] и изменения в поглощении радиации атмосферой благодаря, например, изменяющемуся содержанию углекислоты, вулканической пыли или водяных паров (облака). Такие изменения обычно влияют на Землю в целом.

Брукс подробно рассмотрел влияние на климат фактора «континентальности» (ссылка 67, стр. 147—179). Он нашел следующие изменения температуры (в °С) для некоторой точки на данной широте φ, вызванные: а) наличием 10% суши на запад от точки, б) то же на восток и в) 10% льда *.

	Январь			Июль		
φ	*а*	*б*	*в*	*а*	*б*	*в*
70° сев.	—4,3	—2,0	—4,6	0,2	0,2	—1,6
60° сев.	—3,1	—0,1	—0,7	—0,1	1,1	
50° сев.	—2,9	0,9	—0,9	0,4	0,6	
30° сев.	—0,8	0,3	. . .	0,8	—0,1	
0°	0,1	0,0	. . .	0,2	—0,1	
20° южн.	0,7	0,0	. . .	0,2	—0,2	
40° южн.	0,9	—0,3	. . .	0,0	—0,3	

Эти данные основаны на распределении суши и моря в настоящее время. Влияние суши сочетается с влиянием высоты. Это обусловливается двумя главными причинами: более низкой температурой, благодаря большей высоте, и эффектом, зависящим от различного количества атмосферных осадков, что само по себе является еще одной причиной изменения климата.

Наконец, Брукс изучал климаты прошлого и, учитывая различные факторы, дал следующую формулу (ссылка 67, стр. 245) «для

* Повидимому, автор имеет в виду *увеличение* суши на 10%, благодаря чему данная точка оказывается расположенной дальше от края континента, а климат, соответственно, более континентальным. *(Прим. ред.)*

подсчета средней температуры между 40 и 90° северной широты для какого-либо отрезка времени мезозойской эры или третичного периода.

Температура в градусах Фаренгейта °F = 48 — 0,13 × коэфициент континентальности (в %) — 0,45 × высоту (в сотнях футов) + 0,43 × коэфициент, характеризующий течения в океанах (в %) — 0,26 × коэфициент вулканичности (по приблизительной шкале 0—10)» *.

Чем дальше мы идем назад в отношении времени, тем больше будет разница в вычисленных и наблюденных величинах.

Имеется еще одна группа факторов, влияющая на климат, о которой Брукс упоминал в своей работе: изменения в наклонении эклиптики, изменения эксцентриситета земной орбиты и предварение равноденствий (прецессия). Влияние этих факторов было детально изучено Миланковичем [69, 70, 72]. Он дал в качестве первого приближения следующее уравнение для суммарной радиации Q в течение полугода (либо зимой, либо летом):

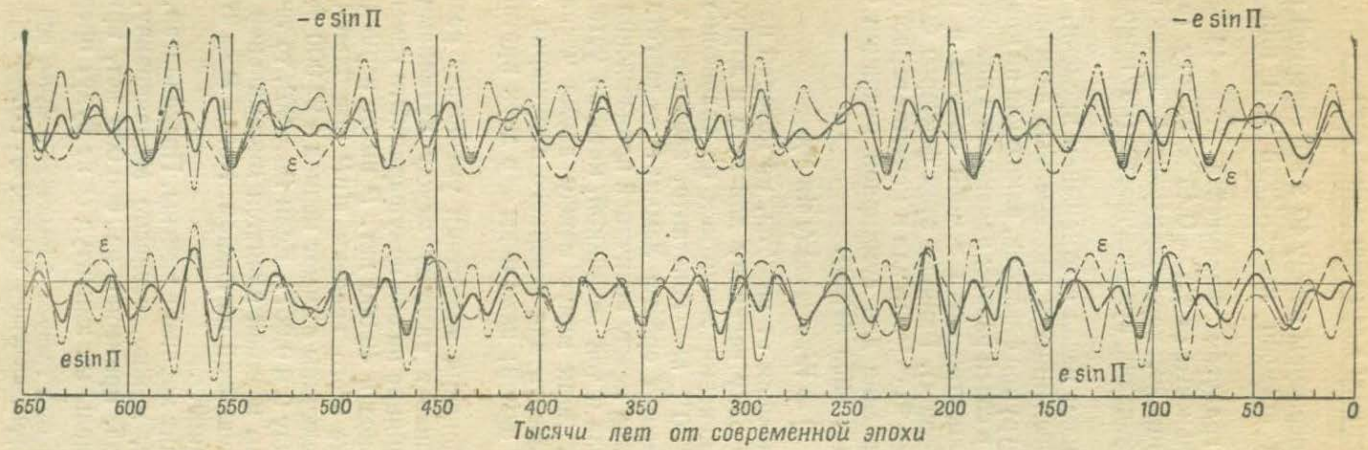
$$Q = W\Delta\varepsilon \pm m\Delta(e \sin P). \qquad (18)$$

W — константа, зависящая от широты, на которой находится данная точка. W имеет одну величину для лета и другую для зимы, $\Delta\varepsilon$ — изменение наклонения эклиптики по сравнению с теперешней величиной 23°27'30"; m — константа, зависящая только от широты; e — эксцентриситет орбиты Земли; P — долгота перигелия. $\Delta(e \sin P)$ есть разница между величиной произведения $e \sin P$ для рассматриваемого года и той величиной, которая установлена для нынешнего времени. Знак минус между двумя членами уравнения следует использовать для северного полушария летом и для южного полушария зимой; знак плюс — в двух противоположных случаях.

Увеличение наклонения эклиптики уменьшает разницу между широтами и увеличивает разницу между временами года. Оно имеет одинаковое влияние на оба полушария. Эти изменения, повидимому, имеют период в 40 000 лет. P имеет период примерно в 21 000 лет; в течение этого времени $\sin P$ колеблется между + 1 и — 1. Изменения величины e имеют период в 92 000 лет; ее амплитуда колеблется между 0 и 0,0677. Если $P = 90°$, то температурная разница между летом и зимой является минимальной на северном полушарии и максимальной на южном. Когда $P = 270°$, то имеет место обратное явление.

Величины констант хорошо известны. Предполагая, что не было никаких изменений, можно, согласно Миланковичу, произвести экстраполяцию назад, примерно на 600 000 лет, причем ошибки в отношении максимальных амплитуд Q не будут превышать 10%.

* В переводе оставлены градусы Фаренгейта и футы, при которых только и действительны цифры, входящие в формулу. *(Прим. ред.)*



Р и с. 9. Вековое изменение тепла на 65° широты (верхняя половина — северное полушарие, нижняя половина — южное полушарие) летом (жирная кривая). Кривые получены на основании данных об изменениях наклона эклиптики ε, об эксцентриситете земной орбиты e и долготы π перигелия (по М. Миланковичу).

В своих ранних работах Миланкович [69] использовал данные Пилгрима (1904) и Стокуэлла (1873). Для более поздних подсчетов [70] он взял величины, проверенные Мичковичем, основанные на данных Леверрье (1873).

Разница не влияет на общие результаты, хотя она достаточно велика, чтобы увидеть ее при сравнении кривых.

На рис. 9 тонкая линия дает $e \sin P$ по ранним работам Миланковича [69]; пунктирная линия является величиной ε. Жирная линия верхней части рисунка дает полуразность величин и примерно соответствует радиации в течение лета в северном полушарии.

Р и с. 10. Верхняя часть рисунка иллюстрирует изменение климата, по подсчетам М. Миланковича. Три кривые соответственно отвечают точкам на 55, 60 и 65° северной широты. Нижняя часть показывает расстояние от Альп конечной морены альпийского оледенения (по Эберлю).

Жирная линия на нижней части рисунка дает их полусумму и соответствует общей радиации в течение лета на южном полушарии. Для более точных данных берутся константы W и m для данной широты. Они представлены кривыми в верхней части рис. 10. Следуя примеру других климатологов, Миланкович предполагает, что тепло, полученное за лето, больше влияет на климат холодного района, чем тепло, полученное в течение зимы. Сильные холода зимой не в такой мере способствуют возможному оледенению (поскольку земля в любом случае промерзает), как холод летом. Для того чтобы сделать результаты более очевидными, кривые, изображенные на рис. 10, представляют не температуры, а широту, которая теперь получает эквивалентное тепло северного полушария в течение лета. Например, самая верхняя из трех кривых соответствует точке на 55° с. ш. Если мы проследим эту кривую с правой стороны диаграммы (наше время) налево, то мы увидим, что вычисленное тепло, полученное этой точкой за летнее полугодие (183 дня с максимальной радиацией), примерно 10 000 лет тому назад было почти таким же, как тепло, получаемое теперь точкой на 50° с. ш. за лето, и что, таким образом,

климат был сравнительно теплым. С другой стороны, летнее тепло примерно 70 000 лет тому назад было значительно меньше и почти соответствует летнему теплу точки, находящейся теперь на 5° дальше к северу. Миланкович сопоставляет этот период с последней большой стадией вюрмского оледенения. Точно так же центральная кривая представляет тепло, полученное за лето точкой на 60° с. ш., а нижняя линия — на 65° с. ш. Нижняя часть рисунка 10 показывает расстояние краевой морены альпийского оледенения, начиная от Альп (по данным Эберля [66]). Совпадение данных хорошее *.

Если объяснение современных новейших эпох оледенения, данное Миланковичем, правильно, то в южном полушарии ледниковые периоды, вероятно, были в одно и то же время, что и в северном полушарии, но амплитуда их, должно быть, была разной и максимумы ледниковых периодов на обоих полушариях не совпадали [93].

Главное возражение, выдвинутое против изложенной гипотезы, заключается в том, что ледниковые эпохи рассмотренного типа должны были бы иметь место на протяжении всей истории Земли, в то время как, согласно климатологическим данным, в Европе они не были установлены. Этот факт можно объяснить по-разному. Во-первых, величины, использованные при подсчетах, могли в ранние периоды быть другими. Во-вторых (и это объяснение кажется значительно более вероятным), хотя могли существовать оледенения с большей или меньшей амплитудой, чем теперь, но потепление климата в Европе и других районах могло вызывать другие причины, не благоприятствовавшие оледенению, несмотря на то, что радиация в течение лета уменьшилась пропорционально отклонению в широте на 5°. Чтобы найти такие периодические изменения в климате, нужно руководствоваться какими-нибудь другими признаками, кроме следов оледенения, сказавшихся на горных породах, либо обратиться к районам, где доказано древнее оледенение.

Наиболее благоприятными периодами для таких исследований являются карбон и пермь. Тщательным изучением литературы по вопросу об оледенении за эти периоды занимался Саломон-Кальви [71]. Согласно данным Давида и Зюссмилха [92], в Австралии было, по крайней мере, пять или шесть главных ледниковых периодов, отделенных друг от друга длинными неледниковыми периодами. В других районах было установлено два ледниковых периода,

---

* Следует отметить, что датировка абсолютного возраста ледниковых и межледниковых эпох на нижней части рисунка основывается на весьма приближенных данных. По последним определениям, длительность ледникового периода принимается равной не 600 000 лет, а 1—1,25 миллиона лет. В этом случае все интервалы времени между максимумами оледенения должны быть увеличены в $1^1/_2$—2 раза, и никакого соответствия с кривой Миланковича не обнаружится. *(Прим. ред.)*

но можно полагать, что их было больше. Автор этой главы согласен с Саломоном-Кальви, что эти данные указывают на периодические изменения радиации, что соответствует теории Миланковича. Возможно, что такие изменения климата, по Миланковичу, происходили на протяжении большей части истории Земли, но лишь во время плейстоцена, карбона и перми они вызвали периоды оледенения в некоторых районах, где мы их можем сейчас изучать на основании геологических и палеонтологических данных.

Теперь остается проблема объяснения изменений климата за крупные периоды времени, как, например, с карбона до наших дней. Возможно, что те комбинации причин, на которые указывал Брукс, играли определенную роль и в этих изменениях. Можно также предположить, что животные и растения раньше реагировали на климатические условия иначе, чем теперь, так что пальмы могли расти в Центральной Европе в то время, когда температура на Земле была настолько ниже нынешней, что значительная часть Южной Африки была покрыта ледниками. Однако это предположение кажется автору мало вероятным. Большие изменения мог также вызвать другой состав атмосферы. Однако многие авторы, независимо друг от друга, пришли к выводу о том, что не представляет никаких затруднений нанести на карту климатические зоны для любого данного периода. Их расположение оставляет также мало сомнений относительно наиболее вероятного положения полюсов. Тот факт, что данные многих авторов для периода от карбона и до наших дней почти не отличаются друг от друга, указывает, что нанесение на карту этих зон производится не по случайным данным. Главное, это вопрос о качестве самого материала. Однако для того, чтобы изменить точку зрения об изменении положения климатических зон в течение геологического времени, нужно тщательно пересмотреть все объяснения. Если мы согласимся с тем, что положение климатических зон меняется, то мы придем к выводу о том, что полюсы перемещаются.

Это не означает, однако, что ось Земли сдвинулась внутри самой Земли. Потребовалось бы чрезвычайно большое количество энергии для того, чтобы вызвать такое перемещение. Однако для того, чтобы сдвинуть поверхностные слои Земли над более глубокими пластичными зонами, нужны не такие большие силы. Возможно, что для этого было бы достаточно так называемой *полюсобежной силы*, т. е. силы, двигающей материки от полюса, и Миланкович нашел [72], что путь полюсов, который мы теоретически устанавливаем на основании этой гипотезы, совпадает с путем, который нам указывают данные климатологии.

В этом случае земная кора двигалась бы от неустойчивого положения в карбоне, когда северный полюс находился около 168° з. д. и 20° с. ш., сначала медленно, с перемещением полюса к области 150° з. д. и 40° с. ш., затем быстрее, примерно по меридиану

145° з. д. к теперешнему положению полюса. Точка, по направлению к которой он должен будет двигаться с уменьшающейся скоростью в будущем, находится примерно на 50° в. д. и 65° с. ш. Конечно, эта теория предполагает, что распределение гор, суши и океанов всегда было таким, как теперь, и не изменится в будущем. Вопрос о том, как кора Земли оказалась в том неустойчивом положении, в каком мы находим ее в каменноугольное время по гипотезе изменения положения климатических зон, легко разрешается тем, что, несомненно, в то время континенты и моря были распределены совершенно иначе, чем теперь, и что, возможно, кора пришла к своему положению в стремлении к равновесию при тех условиях, которые существовали под ее поверхностью в период до карбона. Естественно, что образование горных цепей требует значительно больше энергии из другого источника.

В настоящее время возник более серьезный вопрос: почему мы не наблюдаем движения полюса, соответствующего движению, которое было найдено как среднее в течение недавнего прошлого и которое достигало порядка 1° в 10 000 лет. Движение северного полюса, подсчитанное на основании наблюдений за последние десятилетия, соответствовало бы (если бы оно было непрерывным и если бы на него не влияли смещения местного значения), приблизительно 1 минуте в течение 10 000 лет по направлению к Гренландии [73]. Движение, установленное на основании изменений климата для северного полюса за последнее время, имело бы обратное направление. Однако периоды медленных и обратных движений были установлены на основании наблюдений климата в течение других периодов. К сожалению, у нас нет достаточных данных. Выводы о глубоких очагах землетрясений (глава IX) еще больше усложняют этот вопрос. Фокусы землетрясений промежуточной глубины, которые происходят на глубине от 100 до 200 км, находятся под третичными горными поясами. Если бы мы были твердо уверены в том, что они все еще происходят вдоль старых разломов третичного периода, то теория движения континентов по поверхности субстрата, которая основана на климатических изменениях, оказалась бы несостоятельной *. Однако не исключено, что фокусы этих землетрясений лежат в зоне пластической деформации (глава IX). В этом случае древние сбросы должны быть полностью уничтожены, так как скорость пластической деформации была разной в разных частях одного и того же сброса.

Современные землетрясения промежуточной глубины, вероятно, возникают благодаря напряжениям, которые связаны с горами, и приводят к образованию новых разломов в течение интервалов вре-

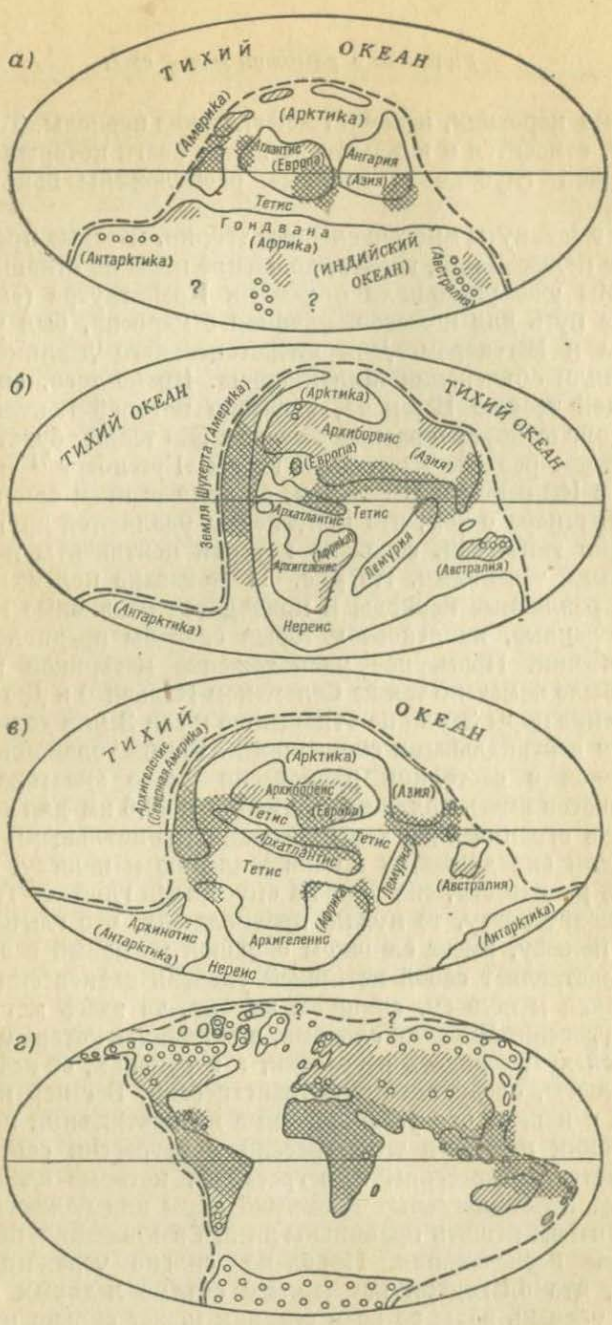
* Теория горизонтального перемещения континентов находится в противоречии с современными данными о размещении глубоких землетрясений. См. *Н. С. Шатский*. Гипотеза Вегенера и геосинклинали. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1946. *(Прим. ред.)*

мени более коротких, нежели геологические периоды. То же самое, вероятно, относится и к землетрясениям, очаги которых находятся на большой глубине и которые расположены вокруг Тихого океана.

Были выдвинуты многочисленные теории, которые предполагали движение полюсов или, вернее, движение коры по отношению к оси Земли. Мы уже упоминали о данных Крейхгауэра (см. рис. 8). Такой же путь для полюсов, начиная с карбона, был установлен Кёппеном и Вегенером. Для плейстоценового ледникового века они приняли объяснения Миланковича. Кроме того, они считают правильной теорию Вегенера, согласно которой континенты удаляются друг от друга в разные стороны. Эта теория будет изложена в следующем разделе настоящей главы. Гутенберг [74] в основном согласен с Кёппеном и Вегенером, за исключением одного пункта. Мнение Вегенера о том, что континенты удаляются друг от друга, он заменил гипотезой, согласно которой континенты переносятся подкоровыми течениями. На рис. 11 показано положение континентов в различные периоды и приводятся различные климатологические данные, на основе которых сделаны предположения об их положении. Примерное расположение материков в карбоне и перми было намечено также Саломоном-Кальви [71] и Дю Тойтом [88].

Движение коры Земли по отношению к оси Земли должно сопровождаться вертикальными смещениями. Глыба толщиною в 50 км, находящаяся в состоянии равновесия около экватора, должна около полюсов иметь толщину примерно в 49,6 км для того, чтобы и там быть ограниченной теми же эквипотенциальными поверхностями. Если она движется по направлению к полюсу, то, чтобы сохранить равновесие, она должна опуститься глубже. Так как это не происходит сразу, то нужно предполагать, что глыба, двигающаяся к полюсу, имеет слишком большой удельный вес. Так как океан представляет собой истинный уровень равновесия и глыба, двигающаяся к полюсу, слишком высока, то здесь могут наблюдаться регрессии. Другими словами, в районах, к которым движутся полюсы, следует ожидать регрессии, а в районах, от которых движутся полюсы, следует ожидать трансгрессии. Вегенер изучал эту проблему и нашел, что установленные на протяжении нескольких геологических периодов трансгрессии и регрессии соответствуют в основном трансгрессиям и регрессиям, которые следовало бы ожидать от предполагаемых движений коры или полюсов. Однако для того, чтобы решить правильны ли эти заключения, необходимы дальнейшие исследования. Проблема сильно усложняется еще и потому, что благодаря изменениям объема ледяных шапок на полюсах, уровень воды во всех океанах может сильно изменяться повсюду в одном и том же направлении (см. гл. I).

Среди других гипотез, предполагающих, что полюсы движутся, укажем на гипотезу Симрота [75], который считает, что полюсы



Р и с. 11. Вероятное распределение континентов и климатов по Гутенбергу (1927 г.):

а) карбон; *б*) мел; *в*) эоцен; *г*) современный период. Кружками показан холодный климат, одинарной штриховкой — умеренный климат; пересекающейся штриховкой — тропический климат. Вероятная граница между областью с сиалической корой и областью, лишенной сиаля, показана пунктирной линией.

колеблются с уменьшающейся амплитудой, и на гипотезу А. Гейма, предполагающего, что движение полюсов обусловливается космическими импульсами в комбинации с ускорением вращения Земли. Уменьшение скорости вращения Земли благодаря приливным трениям (частично сочетающееся с движением полюсов) послужило основой гипотез Бома [77], Блитта [78] и Квиринга [79].

Рассматривая гипотезы, изложенные в этой части главы, мы можем заключить, что наблюдаемые изменения в астрономических элементах земной орбиты заметным образом влияют на климат и что длинные периоды с более прохладным или более теплым летом могут быть результатом таких изменений. Еще не установлено, являются ли эти изменения достаточными для образования ледниковых периодов. Поразительное соответствие между теорией Миланковича и наблюдениями, проведенными в некоторых частях северного полушария, делает вероятным предположение о том, что плейстоценовый ледниковый период обязан своим происхождением таким изменениям в астрономических элементах. Оледенение увеличивалось вследствие того, что поток холодного воздуха, дующего с большой площади, покрытой льдом, понижал температуру во всем районе. Возможно, что такие периоды со сравнительно прохладным летним сезоном существовали в течение большей части истории Земли, но данные о районах, подверженных оледенению, слишком бедны для того, чтобы можно было изучить ледниковые и межледниковые периоды, за исключением тех, которые имели место в карбоне и перми. Для каменноугольного и пермского периодов установлены такие же периодические оледенения. С другой стороны, в районах с теплым климатом разница, вероятно, слишком невелика, чтобы ее можно было установить путем изучения растений.

Эти колебания климата, имеющие сравнительно небольшую продолжительность, накладываются на те изменения климата, которые происходят в течение интервалов времени, охватывающих несколько геологических периодов. Остается еще не выясненным, возникают ли они благодаря движению полюсов или благодаря комбинации изменения различных условий на поверхности земной коры (степень континентальности, течения в океанах, интенсивность вулканической деятельности, образующей большое количество пыли, возникновение высоких горных хребтов) с изменением количества тепла, получаемого поверхностью Земли от Солнца или сочетанием всех этих факторов*.

---

* *И. П. Герасимов* и *К. К. Марков* («Четвертичная геология», 1939) и др. считают основной причиной четвертичного оледенения альпийский орогенез, приведший к образованию высоких гор и широких возвышенностей в конце третичного—начале четвертичного периода. Зародившиеся ледниковые покровы, в свою очередь, во много раз усилили охлаждение занятых ими территорий. *(Прим. ред.)*

ДВИЖЕНИЯ БОЛЬШИХ ЧАСТЕЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО ОТНОШЕНИЮ ДРУГ К ДРУГУ

Если имеются предположения о том, что изменения климата обусловливаются движением земной коры по отношению к полюсам, то легко можно также предположить, что большие части континентов движутся относительно друг друга. Возможность такого движения доказана постепенными изменениями земной коры, которые мы можем наблюдать. Горизонтальное смещение больших площадей можно проследить путем астрономических наблюдений (изменения широты) или путем сравнения сигналов времени удаленных пунктов с астрономически проверенным временем изучаемого района (изменения долготы). Движения массивов по отношению друг к другу можно также обнаружить геологическими исследованиями. Изменения береговой линии и данные о высоте уровня моря на футштоках (реперах) свидетельствуют о вертикальных движениях, и, наконец, геодезические данные, полученные в результате тригонометрической съемки или прецизионной нивелировки местности [102] показывают нам те изменения, которые происходят в настоящее время.

Данные, полученные любым из вышеупомянутых методов, очень немногочисленны, и даже если мы используем все, что имеется в нашем распоряжении, то не сможем составить карту современных изменений для какого-нибудь значительного участка Земли. Кроме того, во многих случаях имеющиеся данные либо оказываются неправильными, либо очень ненадежны. Это относится к астрономическим, а также к геодезическим измерениям. Ряд независимо проведенных исследований показал, что расстояние между Гренландией и Европой в среднем увеличивалось на 9 м ежегодно за период между 1823 и 1870 гг., а в северо-восточной части Гренландии на 32 м ежегодно за период между 1870 и 1907 гг. Расстояние от Годтхааба до Европы увеличивалось ежегодно в среднем на 20 м с 1873 до 1922 г. и на 36 м с 1922 до 1927 г. Несмотря на то, что в результате этих наблюдений, произведенных независимо одно от другого, установлено непрерывное смещение в 1—2 км в столетие, Норлунд [80], на основании того факта, что за период с 1927 до 1936 г. между западной частью Гренландии и Европой не было обнаружено никаких изменений, считает, что «разница между прежними и теперешними наблюдениями является, вероятно, результатом ошибки в этих наблюдениях». Многие геодезисты подозревали это и раньше, однако, некоторые совершенно убеждены в том, что, по крайней мере, направление этих движений не оставляет никаких сомнений. Но ни в одном другом случае изменение расстояния между континентами не превышало возможной ошибки.

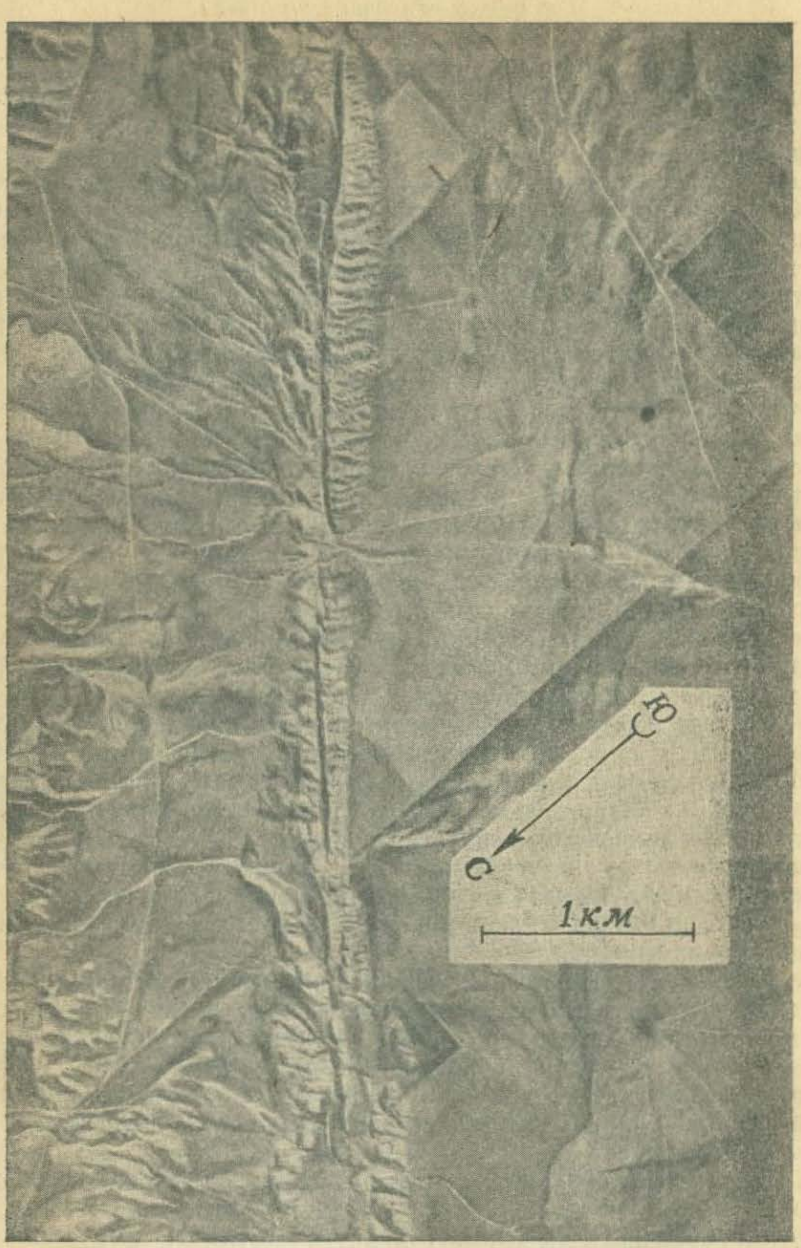
Однако в течение более длительных эпох имели место значительные движения. Горизонтальные смещения вдоль сброса Сан Андреас

в Калифорнии, возможно, достигают заметной части градуса. Смещения порядка нескольких сотен метров за сравнительно недавнее время подтверждаются смещением русел рек (рис. 12). Л. Ф. Нобл на основании сравнения соответствующих пород по обе стороны длины полагает, что суммарное смещение достигает величины около 40 км [81]. На северном участке современные смещения, как будто бы, значительно меньше [98]. Тот факт, что вдоль большей части сброса не было найдено ни одной структуры, которая соответствовала бы структуре на другой стороне, свидетельствует о том, что смещение здесь было сравнительно очень крупным. Так как горизонтальные движения во многих других сбросах в центральной и южной частях Калифорнии, очевидно, одного и того же типа (глыба, расположенная к западу от сброса, за последнее время двигалась в северо-западном направлении), а тектоническое строение Сиерры-Невады, повидимому, свидетельствует о таком же сдвиге, то несомненно, что существовали и существуют теперь горизонтальные движения по сдвигам, которые тянутся по большей части Калифорнии. Горизонтальные движения того же порядка известны в других районах (см. ссылку 56). Геодезические измерения в Японии показали, что в настоящее время там существуют горизонтальные движения (как постепенные, так и связанные с землетрясениями) со скоростью до 1 см в год [83], что превышает даже ту скорость, которая характерна для движений в Калифорнии.

Хорошо известны большие вертикальные движения. Поднятия Скандинавии со времени последнего оледенения (вероятно до 250—300 м) и поднятия в районе между Великими озерами и Гудзоновым заливом (примерно того же порядка [64]) являются наглядными иллюстрациями таких движений (см. также гл. X). Во всех теориях горообразования следует предполагать наличие сравнительно больших горизонтальных и вертикальных смещений и тогда останется только один шаг до заключения о том, что расстояния между континентами изменяются.

Большинство гипотез, касающихся изменений расстояния между континентами или между частями континента, основаны на наблюдениях. Предположение об «эпейрофорезе», как Саломон-Кальви [55] назвал такие движения, объясняет некоторые факты лучше, нежели какие-нибудь другие гипотезы. Трудности, с которыми мы сталкиваемся при таком объяснении, относятся к объяснению сил и механизма движения.

Еще не было обнаружено силы, достаточной для таких перемещений. Однако это является слабым местом всех гипотез, пытающихся объяснить орогенезис. С другой стороны, представляется вполне возможным развить обоснованную теорию, включающую как течение под корой, так и смещения глыб в коре. Поскольку разность напряжений на больших глубинах должна сопровождаться соответствующей разностью напряжений у поверхности, и наоборот,



Р и с. 12. Ответвление потоков вдоль Сан-Андреасского сброса у Каризон-Пляйн, Калифорния (около 119,5° западной долготы и 35° северной широты). Направление течения потоков слева направо.

повидимому, вполне резонно предположить, что причины, вызывающие большие перемещения в коре, развиваются на глубине.

Вторая трудность касается механизма. Прочность земной коры очень значительна (см. главу XIII) и препятствует пластической деформации до тех пор, пока разность напряжений не достигнет приблизительно 3000 кг/см ^{2}. Такую большую разность напряжений не так легко объяснить. Однако движение под корой, где прочность, вероятно, меньше, не требует такой большой разницы, но для того, чтобы быть там эффективным, движение должно быть продолжительным, ибо мы знаем, что вязкость на глубине очень высока (см. главу XIII).

Факты, на которых основываются гипотезы о больших смещениях коры, включают движения, упомянутые в начале этого раздела. В предыдущем разделе мы рассмотрели климатические данные, доказывающие смещение континентов по отношению друг к другу. Остается рассмотреть еще один факт. Большие участки континентов, которые теперь находятся высоко над уровнем моря, были раньше под водой и, наоборот, те части континента, которые сейчас затоплены морем, возвышались раньше над его уровнем. Долгое время существовали мосты из суши, протягивавшиеся через Атлантический и Индийский океаны. Так думают почти все специалисты в этой области, хотя имеются разногласия о длине этих мостов и о времени, в течение которого они существовали. Данные по этому вопросу основаны на распределении животных и растений. Наземные растения и животные, живущие на суше, могли переходить с континента на континент, хотя теперь эти континенты разделены глубокими океанами. Сухопутная связь между континентами препятствовала проникновению фауны и флоры из одного океана в другой. Гипотеза о том, что новые глубокие моря, разделяющие континенты, возникли за счет простого прогибания и сбросов, противоречит установленным законам изостазии. Предположение о перемещении материков устраняет эту трудность. Однако некоторые палеонтологи предпочитают игнорировать законы изостазии в пользу предположения о наличии подкоровых течений, а некоторые геодезисты считают, что течения океанов несли споры, семена, яйца и даже живых сухопутных животных через океанические барьеры в количестве, достаточном для того, чтобы свести на-нет аргументы палеонтологов о горизонтальном перемещении континентов.

Дю Тойт (ссылка 88, стр. 51) дал краткий обзор критериев горизонтального движения континентов. Наблюдается поразительное сходство в структуре континентов по обе стороны Атлантического океана и в меньшей степени по обе стороны Индийского океана. Нельзя утверждать, что это сходство бесспорно доказывает смещение континентов, но нельзя отрицать и того, что оно является очень убедительным аргументом в его пользу.

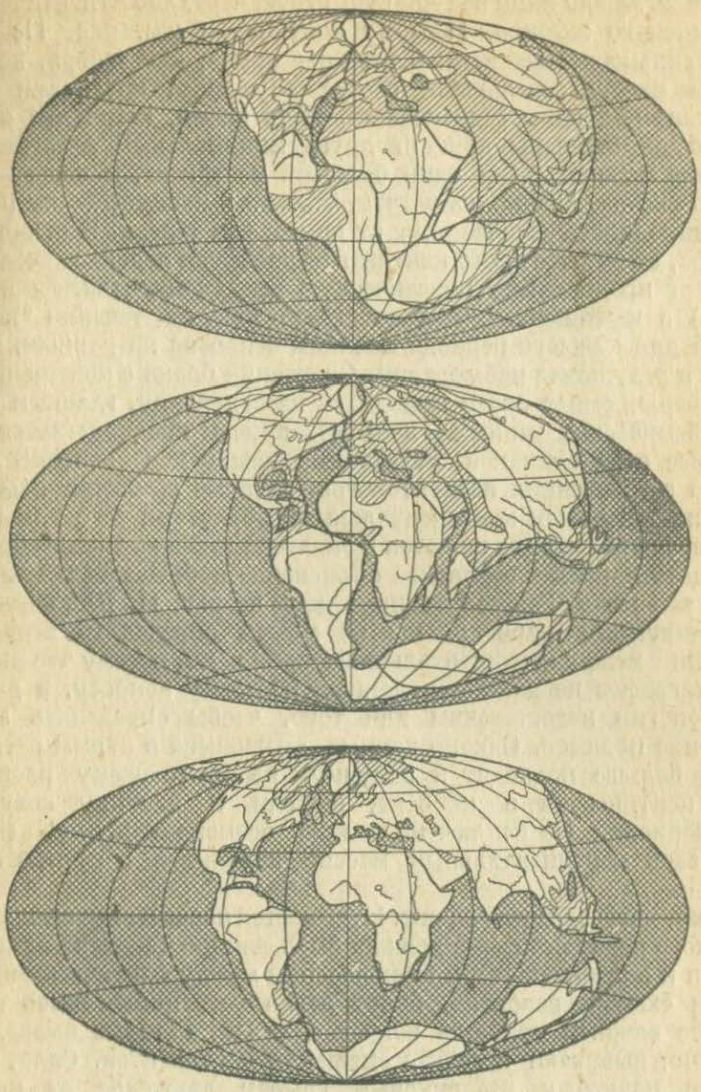
Мысль о сравнительно больших горизонтальных смещениях отдельных участков земной коры стара. Уже давно Э. Зюсс [94] пришел к заключению, что горные системы в центральной Азии являются результатом движений северной части Азии по направлению к югу и что дуги восточной Азии образовались благодаря движению континента к Тихому океану. Позднее эти мысли были развиты Тэйлором [84], который считал, что такие движения вызываются приливными силами.

Отправная точка теории Вегенера [85] совершенно иная. Опираясь на сходства контуров континентов на противоположных сторонах Атлантического и Индийского океанов, он в 1910 г. выдвинул гипотезу о том, что континенты в начале карбона представляли собой один сплошной массив и что затем этот континент раскололся. В последующие геологические периоды расколовшиеся части отошли друг от друга, как показано на рис. 13. Вегенер детально обсуждает последствия этого раскалывания и разделения материков. С тех пор было опубликовано несколько сот трудов и статей по этому вопросу. Некоторые из них поддерживают эту точку зрения, другие опровергают ее частично или полностью (см., например, ссылки 55, 56, 86, 87, 88). Некоторые возражения возникли потому, что Вегенер пытается затрагивать вопросы, находящиеся вне компетенции геофизики, т. е. его специальности. Недостаточность данных и доказательств неизбежна, принимая во внимание, что для объяснения своей гипотезы он привлек геофизику, геодезию, геологию, палеонтологию, климатологию, океанографию, вулканологию и геохимию. Вегенер первый попытался дать исчерпывающее объяснение множеству чрезвычайно важных фактов. Его доказательства страдают одним слабым местом, которое обычно для всех тектонических теорий. Некоторые из предполагаемых им сил недостаточны для того, чтобы произвести желаемый эффект, а другие, как, например, гипотетическая сила смещения на запад, вообще не существуют. Другие возражения касаются его предположения о том, что дно Атлантического и Индийского океанов сложено тем же материалом (симой), что и дно Тихого океана, в то время, как геологические, так же как и сейсмические, данные свидетельствуют о том, что верхние слои на всей Земле относятся к одному и тому же типу, за исключением дна Тихого океана и, возможно, некоторых частей Ледовитого океана * (глава X).

Для того чтобы устранить эти и некоторые другие несоответствия в теории Вегенера, не лишив ее достоинств, Гутенберг [74] предложил видоизменить идею о перемещении материков, предположив, что континенты не раскололись, а растеклись друг от друга,

---

* Согласно новейшим данным о скорости прохождения сейсмических волн, значительная часть Атлантического океана имеет строение такого же типа, как и Тихий океан. *(Прим. ред.)*



Р и с. 13. Перемещение континентов по А. Вегенеру. Вверху изображено предполагаемое расположение континентов в верхнем карбоне, в центре — то же в эоцене, внизу — в древнечетвертичное время; площади, заштрихованные одинарной штриховкой, — мелкие моря; современные очертания, реки и географическая сетка даны лишь в целях лучшего понимания рисунка.

и что связь между ними все еще существует через дно Атлантического и Индийского океанов. Поэтому континенты (см. рис. 11) были не так сильно разъединены в прежнее время, как теперь, но расстояния между отдельными соответствующими массивами были не меньше половины современных. В то время, когда два континента были отделены друг от друга минимальным расстоянием, они представляли собой один большой континент, и между ними не было океана. Можно допустить, что они в какое-то более раннее время находились дальше друг от друга, чем теперь. В отличие от Вегенера, считающего, что континенты дрейфуют подобно айсбергам, Гутенберг предполагает пластическую деформацию (включая ползучесть) в континентах и в субстрате (теория течения *). Вся картина для каждого периода целиком основана на данных, полученных в результате наблюдений. Очертания блока с континентальным поверхностным слоем выводятся на основании, главным образом, сейсмических данных (глава X), причем предполагается, что он во все века одинаков. Расстояния между континентами основаны на заключениях палеонтологов, которые сообщают нам данные о связях между континентальными областями того или иного периода. Расположение полюсов и экватора выбрано таким образом, чтобы дать наиболее вероятное объяснение наблюдаемым климатическим явлениям. Результаты приведены на рис. 11. Для периодов, предшествующих карбону, мы не можем определить вероятное расстояние между континентальными массивами, потому что выводы палеогеографов не дают нам данных по этому вопросу, а данные климатологии недостаточны для того, чтобы определить местоположение полюсов. Однако данные, имеющиеся в нашем распоряжении, больше подходят к рисунку, изображающему распределение континентов в карбоне, нежели к рисунку современного периода. Не исключена также возможность, что фактически весь континентальный массив находился в южном полушарии.

Схема, изображенная на рис. 11, является первым опытом построений такого рода. Эта схема должна быть санкционирована палеогеографами и палеонтологами. Расхождения между фактическими данными и схемой, вероятно, будут легко устранимы. Здесь также наиболее важным является вопрос о силах, которые вызвали и, возможно, вызывают и сейчас смещения континентов. Сила, сообщающая поднятым материковым глыбам движение от полюса (*полюсобежная*), повидимому, объясняет общее направление, в котором движутся континентальные массивы. Но эта сила, по всей вероятности, слишком мала, хотя движение каждого материкового массива в целом по субстрату и возникающие при этом подкоровые течения противоположного направления не требуют большой

* В оригинале — *Fliesstheorie. (Прим. перев.)*

затраты энергии. Однако на это требуется значительная затрата времени. Для удаления расползающихся континентов нужна значительно большая разность напряжений, способная преодолеть сопротивление в верхних слоях. Возможно, что такая энергия могла образоваться за счет напряжений, возникших в результате отклонения земной коры от гидростатического равновесия (разница в уровне между горами и океанами). Однако для образования гор нужны другие силы. Как уже неоднократно повторялось, такие силы должны существовать, но мы их не знаем. Возможно, что эти силы того же типа, что и силы, уже рассмотренные в связи с подкоровыми течениями [71, 87, 89].

С. Бубнов [89] и Дю Тойт [88], развивая идеи Джоли и Холмса, указывают, что часть тепла, образующегося при радиоактивном процессе, возможно, обусловливает конвекционные течения и, таким образом, порождает ту энергию, которая необходима для горизонтального движения больших частей земной коры. Гипотеза движения континентов, основанная, как это и должно быть, на геологических данных [90] и признающая основным источником требуемой энергии теплоту, считается этими авторами наиболее правдоподобной, так как она объясняет орогенез, а также связанную с ним проблему образования изверженных пород. Такие же идеи выражали Уоттс [56] и Кирш [100].

Р. Штауб [91] выдвинул другую гипотезу. Он предполагает, что дно Тихого океана сложено более стойкими породами, чем континент, который состоит из *лавразийского массива* (Laurasian) (северные континенты) и из *гондванского массива* (южные континенты), разделенных Тетисом. Под действием разных сил, которые благодаря изменению местоположения действующих масс меняют свое направление, оба континентальных массива то приближаются друг к другу, образуя горы вдоль переднего края Тетиса, то снова расходятся.

Эта теория объяснила бы возникновение европейско-азиатских горных цепей, в особенности системы Альпид, но она не способна разрешить вопрос о источниках энергии, потребной для горообразования; кроме того, она игнорирует данные об американских горных системах. Все это препятствует распространению теории Штауба.

Суммируя все теории, касающиеся больших движений континентов по отношению друг к другу, мы видим, что они пытаются объяснить изменения больших участков земной коры так, чтобы эти изменения соответствовали палеогеографическим картам и выводам геофизиков в отношении структуры элементов земной коры. Главный их недостаток заключается в том, что до сих пор они не дали нам полного представления о силах, которые могли бы вызвать такие изменения.

ВЫВОДЫ

Земная кора всегда была и сейчас является ареной действий многочисленных сил. Химические изменения, разница температуры в различных частях коры, разница в структуре, в охлаждении Земли и в количестве тепла, образующегося в результате радиоактивных процессов, являются, вероятно, главными и первичными факторами, которые способствовали ее развитию и обусловили ее сжатие (контракцию), подкоровые течения и смещение отдельных частей поверхности по отношению друг к другу и к полюсам.

Приводим ниже некоторые из процессов, которые автор считает вероятными.

Причины	Результаты
1. Химические процессы; магматическая дифференциация (в комбинации с действием силы тяжести). Радиоактивность.	1. Образование ядра и слоев оболочки Земли и земной коры. Вулканизм. Подкоровые течения. Горные цепи.
2. Охлаждение Земли и другие процессы, происходящие на большой глубине.	2. Сжатие (контракция), образование горных цепей.
3. Разница температуры и термических свойств между континентами и слоями, находящимися под океаном.	3. Небольшие подкоровые течения.
4. Накопление осадочных отложений.	4. Шельфы, геосинклинали, небольшие подкоровые течения.
5. Эрозия.	5. Поднятие эродированного района; небольшие подкоровые течения.
6. Изменения астрономических элементов земной орбиты в течение периодов, по своей продолжительности равных долям геологических эпох.	6. Периодические изменения климата, ледниковые и межледниковые периоды.
7. Движение континентов по отношению к оси Земли благодаря подкоровым течениям (см. результаты) или разнице в строении коры.	7. Изменения климата. Регрессии и трансгрессии.
8. Разница в структуре между континентальными массивами и бассейном Тихого океана; протяженные и высокие горные цепи.	8. Расползание континентов; подкоровые течения; движение континентов от полюса (*Polflucht*).
9. Подкоровые течения (см. результаты, особенно пункт 1).	9. Изменения в земной коре, смещения, образование горных хребтов.
10. Большие изменения в нагрузке, обусловленные образованием ледникового покрова или его таянием.	10. Вертикальные движения, небольшие подкоровые течения. Изменения уровня моря.

Относительное значение перечисленных выше процессов до сих пор еще весьма неясно. Подкоровые течения, обусловленные, в основном, тепловым процессом (радиоактивностью), возможно, играют самую важную роль. Более определенные данные приведут к более основательному знакомству с внутренними частями Земли. По этой причине некоторое внимание было уделено гипотезам о развитии земной коры, которые касаются наиболее важных проблем физики Земли*.

ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ VII

1. *Nölke, F.* Geotektonische Hypothesen, Berlin (1924).
2. *Gutenberg, B.* Geotektonische Hypothesen. Handbuch der Geophysik, Bd. 3, Ss. 442—547, Berlin (1930).
3. *Geszti, J.* Zusammenschub der Erdrinde. Gerlands Beitr. Geophysik, **21**, 36—78 (1929).
4. *Griggs, D. T.* Deformation of rocks under high confining pressures. Jour. Geol., **44**, 541—577 (1936).
5. *Jeffreys, H.* The Earth. 2d ed., Cambridge (1929).
6. *Stille, H.* Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin (1925).
7. *Bucher, W. H.* The Deformation of the Earth's Crust. Princeton (1933).
8. См., например, *Mohorovičič, S.* Das Erdinnere. Zeitschr. f. angew. Geophys., **1**, 330— 383 (1925).
9. *Jeffreys, H.* The density distribution in the inner planets. Monthly notices Royal Astronomical Soc., Geophys. Suppl., **3**, 62—71 (1937).
10. *Goldschmidt, V. M.* Der Stoffwechsel der Erde. Videnskps. Skrifter Kristiania, math.-nat. Kl., 1922, No. 11.
11. *Goldschmidt, V. M.* Geochemische Verteilungsgesetze der Elemente. Там же, 1923, No. 1; 1924, Nos. 4 und 5; 1925, Nos. 5 und 7; 1926, Nos. 1,2 und 8.
12. *Goldschmidt, V. M.* Über die Massenverteilung im Erdinneren, verglichen mit der Struktur gewisser Meteoriten. Naturwiss., **10**, Heft 42 (1922).
13. *Goldschmidt, V. M.* Geochemie. Handwörterbuch der Naturwiss., 2 Aufl. (1933).
14. *Harkins, W. D.* The evolution of the elements and the stability of complete atoms. Am. Chem. Soc. Jour. **39**, I, 856—879 (1917).

---

* Обзор геотектонических гипотез о формировании земной коры см.:
В. А. Обручев. Образование гор и рудных месторождений, изд. 2-е, 1942.
В. А. Обручев. Пульсационная гипотеза геотектоники. Изд. А. Н. СССР, сер. геол., № 1, 1940.
Н. М. Страхов. Историческая геология. Изд. 2-е, Учпедгиз, М., 1938.
Е. В. Милановский. Очерк новых идей в области основных проблем геотектоники. Приложение к книге *Э. Ог.* Геология. Изд. 6, М. — Л., 1935.
А. П. Павлов. Новые теории геотектоники и горообразования. Дополнительная глава к третьему изданию русского перевода книги *Э. Ог.* Геология, М. — Л., 1932.
Н. С. Шатский. Гипотеза Вегенера и геосинклинали. Изв. А. Н. СССР, сер. геол., № 4, 1946.
В. В. Белоусов. Общая геотектоника. Госгеолиздат, 1948.
В работах Н. С. Шатского, В. А. Варсанафьевой, В. В. Белоусова и других советских геологов дана убедительная критика теорий подкоровых течений и горизонтального перемещения материков. *(Прим. ред.)*

*

15. *Berg, G.* Chemie der Erde. Handbuch der Geophysik, Bd. 2, Ss. 36—189, Berlin (1933).

16. *Gutenberg, B.* Der Aufbau der Atmosphare. Handbuch der Geophysik, Bd. 9, Ss. 1—88, Berlin (1932).

17. *Hevesy, G.* Die Zusammensetzung der Erde. Handbuch der Geophysik, Bd. 2, Ss. 1100—1104, Berlin (1933).

18. *Geszti, J.* Schichtungsvorgang in einem inhomogenen schweren Weltkörper hoher Temperatur. Gerlands Beitr. Geophysik, **49**, 26—65 (1937).

19. *Geszti, J.* Zur Frage der Entstehung der Kontinente und Ozeane. Gerlands Beitr. Geophysik, **22**, 353—384 (1929).

Geszti, J. Die Entstehung der Kontinente. Ibid., **27**, 1—25 (1930); **31**, 1—39 (1931).

20. *Deeke, W.* Neues Jahrb. Mineralogie. Beilage-Band, **33**, 850 (1912).

21. *Rothpletz, A.* Geotektonische Probleme. Stuttgart (1894).

22. *Penck, W.* Der Südrand der Puna de Atacama. Ein Beitrag zur Kenntnis des andinen Gebirgstypus und zu der Frage der Gebirgsbildung. Abh. sächs. Akad. Wiss. math.-phys. Kl., **37** (1920).

23. *Ampferer, O.* Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen. Jahrb. K. K. Geolog. Reichsanst, **56** (1906).

Ampferer, O. Über Kontinentalverschiebungen. Naturwiss., **13**, 669—675 (1925).

24. *Andrée, K.* Über die Bedingungen der Gebirgsbildung, Berlin (1914).

25. *Mordziol, C.* Die Gebirgsbildung der Erde. Leipzig (1922).

26. *Kraus, E.* Das Wachstum der Kontinente nach der Zyklustheorie. Geol. Rundschau, **19**, 353—386, 481—493 (1928).

27. *Schwinner, R.* Vulkanismus und Gebirgsbildung. Zeitschr. Vulkanologie, **5** (1920).

Schwinner, R. Lehrbuch der physikalischen Geologie, Bd. 1, Ss. 317—323, Berlin (1936).

28. *Fujiwara, S.* Torsional form on the face of the earth. Japanese Jour. Astronomy and Geophysics, **3**, 103 (1925).

29. *Fujiwara, S., Tsujimura, T. Kusamitsu, S.* On the earth-vortex, echelon faults and allied Phenomena. Ergebnisse kosmischen Physik, **2**, 303—360 (1933).

30. *Rinne, F.* Petrographisch-geologische Anschauungen über den Mobilitätsgrad.. Forschungen und Fortschr., **4**, 321 (1928).

31. *Vening Meinesz, F. A.* Gravity Expeditions at Sea (1923—1932). Vol. 2, Pp. 116—133, Delft (1934).

32. *Kraus, F.* Der Abbau der Gebirge, Bd. I. Der alpine Bauplan, Berlin (1936).

33. *Hess, H. H.* Geological interpretation of data collected on cruise of U. S. S. Barracuda in the West Indies — preliminary report. Am. Geophys. Union Trans., 69—77 (1937).

Hess, H. H. Gravity anomalies and island arc structure... Amer. Philos. Soc. Proc., **79**, 71—96 (1938).

34. *Haarmann, F.* Die Oszillationstheorie, Stuttgart (1930).

Haarmann, F. Über die Kraftquelle der Tektogenese. Zeitschr. deutsch. geol. Gesell., **78**, 71 (1926).

35. *van Bemmelen, R. W.* The undation theory of the development of the earth's crust. Int. Geol. Congress Washington, **2**, 965—982 (1933).

36. *van Bemmelen, R. W.* De Undatie-theorie — hare afleiding en hare topassing op het westelijk deel van de Soendaboog. Natuurk. tijdschr. Ned.-Indië, **92**, 85—242 (1932).
van Bemmelen, R. W. Die Undationstheorie und ihre Anwendung auf die mittelatlantische Schwelle. Zeitschr. deutsch. geol. Gesell., **85**, 762—780 (1933).
van Bemmelen, R. W. Versuch einer geotektonischen Analyse Australiens und des Südpazifik nach der Undationstheorie. Royal Acad. Amsterdam Proc., **36**, 740—749 (1933).
van Bemmelen, R. W. Die Anwendung der Undationstheorie auf das alpine System in Europa, там же, **36**, 686—694 (1933).
37. *van Bemmelen, R. W. Berlage, H. P.* Versuch einer mathematischen Behandlung geotektonischer Bewegungen unter besonderer Berücksichtigung der Undationstheorie. Gerlands Beitr. Geophysik, **43**, 19—55 (1935).
38. *Bijlaard, P. P.* Théorie des déformations plastiques et locales par rapport aux anomalies négatives de la gravitation, aux fosses océaniques, aux géosynclinaux... Rapport à l'Assoc. Geophys., Edinburgh (1936).
39. *Tromp, S. W.* On the Mechanism of the Geological. Undulation Phenomena in General and of Folding in Particular and their Application to the Problem of the «Roots of Mountains» Theory, Leiden (1937).
Tromp, S. W. Das Gesetz Helmholtz und seine Anwendung auf Geotektonik. Zeitschr. Geophysik, **13**, 78—87 (1937).
40. *Reyer, E.* Ursachen der Deformationen und der Gebirgsbildung, Leipzig (1892).
41. *Reade, M.* The Origin of Mountain Ranges, London (1886).
Reade, M. The Evolution of the Earth Structure, London (1903).
42. *Sandberg, C. G. S.* Geodynamische Probleme, Berlin (1924).
43. *Pekeris, C. L.* Thermal convection in the interior of the earth. Monthly Notices Royal Astronomical Soc., Geophys. Suppl., **3**, 343—367 (1935).
44. *Lindemann, B.* Kettengebirge, kontinentale Zerspaltung und Erdexpansion, Jena (1927).
45. *Sonder, R. A.* Die erdgeschichtlichen Diastrophismen... Geol. Rundschau, **13**, 217 (1922).
46. *Holmes, A.* Some problems of physical geology and the earth's thermal history. Geol. Mag., **64**, 263—277 (1927).
47. *Jeffreys, H.* Earthquakes and Mountains, 164, London (1935).
48. *Stille, H.* Die Schrumpfung der Erde, Berlin (1922).
49. *Daly, R. A.* Our Mobille Earth, pp. 265—291, New York (1926).
50. *Kober, L.* Die Orogentheorie, Berlin (1933).
51. *Gutenberg, B.* Handbuch der Geophysik, Bd. 3, S. 520, Berlin (1930).
52. *Schmiedel, O.* Das Alter der Erde nach dem Abkühlungsprozess, Berlin (1927).
53. *Halm, J. K. E.* An astronomical aspect of the evolution of the earth. Jour. Astron. Soc. South Africa, **4**, 1—28 (1935).
54. *Holmes, A.* The thermal history of the earth. Jour. Washington Acad. Sci., **23**, 165—195 (1933).
55. *Salomon-Calvi, W.* Epeirophorese I. Sitzungsber. Akad. Heidelberg, 1930. 6. Abh.
56. *Watts, W. W.* Form, Drift, and Rhythm of the Continents. Brit. Assoc. Adv. Sci. Report, pp. 1—21, Norwich (1935).
Watts, W. W. Smithsonian Inst. Publications, 3422. Washington (1937).
57. *Anderson, E. M.* Earth contraction and mountain building. Gerlands Beitr. Geophysik, **42**, 133—159 (1934); **43**, 1—18 (1935).

58. *Nölke, F.* Über die Kontraktionshypothese und einige aus ihr fliessende Erklärungsmöglichkeiten. Geol. Rundschau, **18**, 121—131 (1927).
Nölke, F. Die vorgeologische Entwicklung der Erde als Schlüssel zum Verständnis der geologischen Entwicklung. Gerlands Beitr. Geophysik, **37**, 252—270 (1932).

59. Подробнее см., например:
Arldt, Th. Die Entwicklung der Kontinente und ihrer Lebewelt, Bd. I, Berlin (1936).
Kossmat, F. Paläogeographie und Tektonik, Berlin (1936).
Born, A. Alter der Erde und geologische Zeitalter. Handbuch der Geophysik. Bd. 2, Ss. 190—439, Berlin (1933).
Dacqué, F. Paläogeographie. Encyklopädie der Erdkunde, Leipzig (1926).
Schuchert, C. Historical Geology, 3d ed., New York, 1933.

60. *Köppen, W., Wegener, A.* Die Klimate der geologischen Vorzeit. Berlin (1924).

61. *Kreichgauer, D.* Die Aequatorfrage in der Geologie. Steyl (1902).

62. *Salomon-Calvi, W.* Epeirophorese III. Die vordiluvialen Eiszeiten. Sitzungsber. Akad. Wiss. Heidelberg (1931).

63. *Woldstedt, P.* Das Eiszeitalter, Stuttgart (1929).

64. *Daly, R. A.* The Changing World of the Ice Age. New Haven, Yale University Press (1934).

65. *Soergel, W.* Die Gliederung und absolute Zeitrechnung des Eisalters, Berlin (1925).

66. *Eberl, B.* Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorlande, Augsburg (1930).

67. *Brooks, C. E. P.* Climate through the Ages, London (1926).

68. *Simpson, G. C.* World climate during the Quaternary period. Quart. Royal Met. Soc. Jour., **60**, 425—471 (1934).

69. *Milankovitch, M.* Théorie mathématique des phénomènes thermiques produits par la radiation solaire. Acad. Yougoslave Zagreb (1920).

70. *Milankovitch, M.* Mathematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen. Handbuch der Klimatologie I. Ss. 1—176, Berlin (1930).

71. *Salomon-Calvi, W.* Die permokarbonischen Eiszeiten, Leipzig (1933).

72. *Milankovitch, M.* Säkulare Polverlagerungen. Handbuch der Geophysik, Bd. 1, Ss. 438—500, Berlin (1936).
Milankovitch, M. Der Mechanismus der Polverlagerungen und die daraus sich ergehenden Polbahnkurven. Gerlands Beitr. Geophysik, **42**, 70—97, (1934).

73. *Lambert, W. D.* The Variation of Latitude. Physics of the Earth, II, p. 268 (1931).

74. *Gutenberg, B.* Die Veränderung der Erdkruste durch Fliessbewegungen der Kontinentalscholle. Gerlands Beitr. Geophysik, **16**, 239—247 (1927); **18**, 281—291 (1927).
Gutenberg, B. Structure of the Earth's crust and the spreading of the continents. Geol. Soc. America Bull. **47**, 1587—1610 (1936).

75. *Simroth, H.* Die Pendulationstheorie. 2 Aufl., Berlin (1914).

76. *Heim, Arnold.* Energy sources of the earth's crustal movements, Int. Geol. Congress, 16th Session, Washington (1933); **2**, 909—924 (1936).

77. *Böhm, A.* Abplattung und Gebirgsbildung, Wien (1910).

78. *Blytt, A.* Kurze Übersicht über meine Hypothese von der geologischen Zeitrechnung. Geol. Fören. Förh. Stockholm, **12** (1890).

79. *Quiring, H.* Über das Problem der Krusten- und Gebirgsbildung. Geol. Rundschau, **11**, 193—234 (1920).

80. *Nörlund, N. E.* Astronomical longitude and azimuth determinations. Monthly Notices Royal Astronomical Soc., **97**, 489—506 (1937).

81. *Noble, L. F.* The San Andreas Rift and some other active faults in the desert region of southeastern California. Carnegie Inst. Washington Yearbook, **25**, 415—428 (1926).

82. *Buwalda, J. P.* Recent horizontal shearing in the coastal mountains of California. Geol. Soc. America Proc. for 1936, p. 341 (abstract) (1937).

83. *Tsuboi, C., Miyabe, N.* et al. Статьи в выпусках за 1930 годы, Bull. of the Earthquake Research Inst., Tokyo (см. также ссылку 102).
Miyabe, N. A summary of studies made in Japan....on deformations of the earth's crust. Bur. centr. Séismol. Internat., Publ. (B) fasc. **7**, 24—37 (1937).

84. *Taylor, F. B.* Bearing of the Tertiary mountain belt on the origin of the earth's plan. Geol. Soc. America Bull., **21**, 179—226 (1910).
Taylor, F. B. Movement of continental masses under action of tidal forces. Pan-Am. Geologist, **43**, 15—50 (1925).
Taylor, F. B. Sliding continents and tidal and rotational forces. Theory of Continental Drift, A Symposium. Am. Assoc. Petroleum Geologists. Pp. 158—177 (1928).

85. *Wegener, A.* The Origin of Continents and Oceans. London (1924). Русск. изд. *Вегенер А.* Происхождение материков и океанов. Соврем. пробл. естествозн., кн. 24, Госиздат, 1925.
Wegener, A. Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. 4 Aufl. Braunschweig (1929). 1 Aufl. (1915).

86. Theory of Continental Drift. A Symposium. Am. Assoc. Petroleum Geologists. (1928).
Argand, Emile. La tectonique de l'Asie. p. 171. 13 Congr. Int. Géol. Liége (1922). Русск. изд. *Аргап Э.* Тектоника Азии. 1935.
Du Toit, A. L. A geological comparison of South America with South Africa. Carnegie Inst. Washington, Publ. No. 381 (1927).
Holland, Th. H. The Permanence of Oceanic Basins and Continental Masses. London (1937).
Atlantis 1939. Geologische Rundschau, **30**, 1 (1939).

87. *Holmes, A.* A review of the continental drift hypothesis. Mining Mag. **40**, 205, 286 and 340 (1929).
Holmes, A. Radioactivity and earth movements. Geol. Soc. Glasgow Proc., **18**, part III; 559—606 (1928—1929).
Krige, L. J. Magmatic cycles, continental drift and ice ages. Geol. Soc. South Africa Proc., **32**, 21—40 (1929).
Jardetzky, W. Recherches mathématiques sur l'évolution de la terre. Acad. Royale Serbe Belgrade (1935).
Cloos, H. Einführung in die Geologie. S. 479. Berlin (1936).

88. *Du Toit, A. L.* Our Wandering Continents. Edinburgh and London (1937).

89. *Bubnoff, S.* Über Grundtheorien der Erdgestaltung. Zeitschr. deutsch. geol. Gesell., **83**, 276—280 (1931).

90. *Bubnoff, S.* Grundprobleme der Geologie. Ss. 217—228. Berlin (1931). Русск. изд.: *Бубнов, С.* Основные проблемы геологии. Л. — М., 1934.
Bubnoff, S. Das Bewegungsbild der Erde und seine Deutung. Naturviss. **20**, 699—703 (1932).

91. *Staub, R.* Der Bewegungsmechanismus der Erde. Berlin (1928). Русск. изд.: *Штауб, Р.* Механизм движений земной коры. Л. — М., 1938.

92. *David, T. W. E. Süssmilch, C. A.* Upper Paleozoic Glaciations of Australia. Geol. Soc. Bull., **42**, 481—522 (1931).

93. *Milankovitch, M.* Astronomische Mittel zur Erforschung der erdgeschichtlichen Klimate. Handbuch der Geophysik. Bd. 9. Ss. 593—698. Berlin (1938).

94. *Suess, E.* Das Antlitz der Erde. Wien (1888).

95. *Soergel, W.* Die Vereisungskurve. Berlin (1937).

96. *Hales, A. L.* Convection currents in the earth. Monthly Notices Royal Astronomical Soc., Geophys. Suppl., **3**, 123—169 (1936).

97. *Ruud, I.* Tektonische Hauptprobleme im Lichte neuer Materialforschung Gerlands Beitr. Geophysik, **52**, 123—169 (1938).

98. *Reed, R. D.* San Benito Trough. *Taliaferro, N. L.* San Andreas Fault in Central California (Presented at the meeting of the Cordilleran section, Geol. Soc. America, Stanford University, Apr. 1, 1938. Abstracts in Geol. Soc. America Proc. for 1938.

99. *Locke, A.; Billingsley, P. Mayo, E. B.* Sierra Nevada Tectonic Pattern. Там же (1938).

100. *Kirsch, G.* Geomechanik. Entwurf zu einer Physik der Erdgeschichte. Leipzig (1938).

101. *Meyermann, B.*, Die Schrumpfungsgeschwindigkeit des Erdradius aus astronomischen Beobachtungen. Zeitschr. Geophysik, **4**, 153—154 (1928).

Meyermann, B. Die Schwankungen unsres Zeitmasses. Ergebnisse exact. Naturwiss., 7, 92 (1928).

102. *Tsuboi, C.* Deformations of the earth's crust as disclosed by geodetic measurements. Ergebnisse kosmischer Physik, **4**, 106—168 (1939).

103. *Grabau, A. W.* Oscillation or pulsation. Reports Int. Geol. Congress Washington, 1933, **1**, 539—553 (1936).

Umbgrove, J. H. F. On rhythms in the history of the earth. Geol. Mag., **76**, 116—129 (1939).

ГЛАВА VIII

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

ДЖЕМС Б. МАЙКЕЛУАН

Хорошо известно [16,51,62,64,128,139], что Земля представляет собой упругое тело и что нарушения в изотропном упругом твердом теле вызывают упругие волны двух родов. Первые представляют собой волны сжатия и разрежения, связанные с изменениями объема. Вторые — волны сдвига, в которых смещение не сопровождается изменениями объема. Будем называть эти волны *продольными* и *поперечными*.

Пусть **S** будет вектором смещения; u, v и w — составляющими этого вектора соответственно по осям x, y и z; θ — относительным изменением объема, которое равно расхождению вектора смещения:

$$\mathrm{Div}\,\mathbf{S} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = \theta. \tag{19}$$

Пусть $\boldsymbol{\omega}$ будет вектором поворота, а ω_x, ω_y и ω_z — его составляющими соответственно по осям x, y и z.

$$\mathrm{rot}\,\mathbf{S} = 2\boldsymbol{\omega}. \tag{20}$$

$$2\omega_x = \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z}, \quad 2\omega_y = \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x}, \quad 2\omega_z = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}. \tag{21}$$

Введем модули упругости: E — модуль Юнга, μ — модуль сдвига, σ — коэфициент Пуассона и k — модуль всестороннего сжатия. Удобно также ввести константу сжатия Ламэ λ. Она связана с модулем Юнга и коэфициентом Пуассона уравнением:

$$\lambda = \frac{\sigma E}{(1+\sigma)(1-2\sigma)}. \tag{22}$$

Как известно, между приведенными выше константами существуют следующие соотношения:

$$\mu = \frac{E}{2(1+\sigma)}. \tag{23}$$

$$E = \frac{\mu}{\lambda+\mu}(3\lambda + 2\mu) = \frac{\text{нормальное напряжение}}{\text{линейная деформация}}. \tag{24}$$

$$\sigma = \frac{\lambda}{3(\lambda+\mu)}. \tag{25}$$

$$k = \frac{E}{2(1-2\sigma)} = \lambda + \frac{2}{3}\mu. \tag{26}$$

$$\lambda = k - \frac{2}{3}\mu. \tag{27}$$

Векторное уравнение для малых смещений в изотропном упругом твердом теле можно представить в виде:

$$\rho \frac{\partial^2 \mathbf{S}}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \operatorname{grad} \theta + \mu \nabla^2 \mathbf{S}. \tag{28}$$

Взяв расходимость обеих частей этого уравнения, получим уравнение:

$$\frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2} = \frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \nabla^2 \theta, \tag{29}$$

которое представляет собой уравнение волны, несущей изменение объема, т. е. волны разрежения или сжатия. Скорость распространения этой волны равна квадратному корню из постоянного коэфициента при $\nabla^2 \theta$. Обозначая эту скорость через V_p, можем написать уравнение:

$$V_p^2 = \frac{\lambda + 2\mu}{\rho} = \frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\rho}. \tag{30}$$

Взяв вихрь от обеих частей уравнения движения, мы получим в проекциях по трем осям следующие уравнения:

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2 \omega_x}{\partial t^2} &= \frac{\mu}{\rho} \nabla^2 \omega_x; \\ \frac{\partial^2 \omega_y}{\partial t^2} &= \frac{\mu}{\rho} \nabla^2 \omega_y; \\ \frac{\partial^2 \omega_z}{\partial t^2} &= \frac{\mu}{\rho} \nabla^2 \omega_z. \end{aligned} \tag{31}$$

Эти 3 уравнения определяют прямоугольные компоненты смещения в волне с переменным вихрем смещения, т. е. в волне сдвига, которая распространяется со скоростью V_s, равной квадратному корню из постоянного коэфициента при $\nabla^2 \omega_{x,y,z}$.

$$V_s^2 = \frac{\mu}{\rho}. \tag{32}$$

Используя формулы, связывающие V_p и V_s с константами упругости, получим:

$$\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 = 2\left(\frac{1-\sigma}{1-2\sigma}\right) = \frac{\lambda + 2\mu}{\mu}. \tag{33}$$

$$k = \rho\left(V_p^2 - \frac{4}{3} V_s^2\right). \tag{34}$$

$$\lambda = \rho(V_p^2 - 2V_s^2). \tag{35}$$

$$\mu = \rho V_s^2. \tag{36}$$

$$\sigma = \frac{V_p^2 - 2V_s^2}{2(V_p^2 - V_s^2)}. \tag{37}$$

Таким образом, зная скорости распространения упругих волн V_p, V_s и плотность ρ, мы можем определить упругие константы изотропного упругого твердого тела. Однако Земля не изотропна, и к ней нельзя непосредственно применять сравнительно простую теорию упругости, развитую для изотропного твердого тела. В самом общем случае для определения смещений в твердом упругом анизотропном теле необходимо знать 36 констант. Наличие симметрии позволяет установить соотношение между этими константами и исключить некоторые из них. В простейшем случае изотропного твердого тела 36 констант приводятся к 2, а именно, к E и σ, либо к λ и μ, либо, наконец, к k и μ. Следовательно, необходимо определить, хотя бы в общих чертах, какая степень симметрии имеет место для частично анизотропной Земли. Мы не обладаем методами прямого подхода к этой проблеме в целом, но мы знаем, какими горными породами сложены доступные наблюдению пласты земной коры, и образцы этих пород можем изучать в лаборатории. Многие пласты горных пород практически однородны, и образцы, взятые из таких пластов в целом, приблизительно изотропны. Измерения упругих свойств горных пород были проделаны многими учеными [1, 2, 3, 4, 14, 15, 17, 18, 112, 113, 114, 158, 160]. В некоторых типах пород наблюдается сравнительно большая степень однородности в пределах пласта, а в отдельных образцах изотропия имеет место даже тогда, когда породы сложены анизотропными кристаллами различной ориентировки. Однако в некоторых случаях отмечена значительная анизотропия. В целом, верхняя часть земной коры так разнородна, что необходимо определять свойства каждого слоя в отдельности. На больших глубинах Земля, повидимому, более однородна, и свойства материала, слагающего глубокие слои, обычно изменяются непрерывно; но на некоторых определенных горизонтах (глубинах), вероятно, должны иметь место разрывы непрерывности свойств.

Мы будем рассматривать здесь основанные на сейсмических данных характеристики: 1) верхних слоев, примыкающих к земной поверхности, 2) более глубокой части земной коры, 3) верхней оболочки и промежуточной оболочки и 4) ядра Земли.

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О ВЕРХНИХ СЛОЯХ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Сейсмическая разведка методами преломленных и отраженных волн дает нам ряд сведений о структуре самых верхних слоев земной коры. Однако разведка проводится обычно с коммерческими целями, и поэтому эти данные не вполне отвечают нашим требованиям и следует отметить, что не все опубликованные измерения скоростей сейсмических волн вполне достоверны. Тем не менее, результаты этих работ, приведенные в табл. 25 с ссылками на те статьи, откуда они почерпнуты, позволят читателю составить свое собственное мнение относительно скоростей, характерных для

Таблица 25

НАБЛЮДЕННЫЕ СКОРОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПРОДОЛЬНЫХ ВОЛН В РАЗЛИЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Горная порода	Местность	Скорость, км/сек.	Ссылка на автора
Аллювий	Долина Оуэнс	0,9—1,0	74*
Ангидрит	США, внутри страны и побережье Мексиканского залива	4,1	163
Мел:	США, внутри страны и побережье Мексиканского залива	3,7	163
аустинский	Техас	3,6—4,2	10
сенонский	Франция	2,1	144
меловой	Северная Германия	2,1—2,3	9
Пикан-Гэп	Техас	3,0—3,6	10
Глина:	СССР	2,1	108
лейасовая	Гёттинген	2,5	166
сцементированная, песчанистая	Новый Южный Уэльс	1,2—1,3	47
миоценовая, псаммитовая	Северная Германия	1,6—1,7	9
современная или третичная	?	1,25—3,0	68
обнажающаяся на поверхности	Гёттинген	1,1	157
второй слой	Гёттинген	2,4	157
ледниковая	Альберта, Канада	1,4—1,7	78
Глины и мергели, плейстоценовые	Северная Германия	1,6	9
Кристаллические породы:			
основные	Атлантическое побережье равнинной Виргинии	5,2—6,1	49
древние	гора Фрежиа	4,0—4,25	68
древние	горы Биертус	около 5,5	68
Ледниковые наносы, песчаные, сухие	Альберта, Канада	0,4—0,5	78
Ледниковые наносы, песчаные, влажные	Альберта, Канада	0,9—1,2	78
Гнейс (?)	Пенсильвания	5,39	48

* Цифра указывает порядковый номер в списке литературы, приведенном в конце главы. *(Прим. ред.)*

Таблица 25 *(продолжение)*

Горная порода	Местность	Скорость, км/сек.	Ссылка на автора
Гнейс и кристаллический сланец	Холмы Алабамы, долина Оуэнс, Калифорния	3,1	74
Гранит:	Новый Южный Уэльс	5,6	47
	Йоземит	5,25	74, 68
куинси	Массачусетс	5,0	123
рокпорт	Массачусетс	5,1	123, 54
уестерли	Массачусетс	5,0	123
Гранодиорит	Новый Южный Уэльс	4,6	47
Гравий и песок			
сухой	Калифорния, Вайоминг	0,5—1,0	68
плейстоценовый	Шперенберг	0,9	179
Гипс	Иена	2,0	146
	Шперенберг	3,5	179
	США, внутри страны и побережье Мексиканского залива	3,0	163
Гипс и красноцветы триасовые	Бассейн Биг-Хорн, Вайоминг	2,75—3,0	68
Гипс и песчаник	Кунитц	2,5	146
Роговиковая порода	Новый Южный Уэльс	3,5—4,4	47
Лед:			
глетчера	Альпы	3,6	153, 154, 2
глетчера	Гренландия	3,5	189
озерный	Озеро в Германии	3,2	110
		2,7	110
		2,2	110
озерный	Озеро Сейлор, округ Монро, Пенсильвания	3,46	50
канала	Канал Лихай, Пенсильвания	3,28	50
барьерный	Море Росса, Антарктика	3,7	2-я экспед. Бэрда
Известняк	США, внутри страны и побережье Мексиканского залива	3,4—6,1	163
доломитизированный	Пенсильвания	5,97	48
эдвардский	США, внутри страны и побережье Мексиканского залива	3,4	163
лиспортский, идущий на изготовление цемента	Пенсильвания	7,07	48

Таблица 25 *(продолжение)*

Горная порода	Местность	Скорость, км/сек.	Ссылка на автора
Известняк *(продолжение)*			
известковый туф	Рудерсдорф	4,3	179
очень твердый	?	5,4	173
виольский	Оклахома	5,42	174
	США, внутри страны и побережье Мексиканского залива	3,9	163
Суглинок	Новый Южный Уэльс	0,8	47
песчанистый	Иена	0,3	146
Суглинок и мергель	Северная Германия	1,6	9
Лёсс	Гёттинген	0,6	166
	Кала, Тюрингия	0,3	146
Фирн	Альпы	3,1	153
Норит	Садбери	6,2	118
Соль:			
каменная	США, внутри страны и побережье Мексиканского залива	4,6	163
соляных куполов	Техас, Луизиана	4,7—5,2	10
Песок:			
известковистый	Кала, Тюрингия	0,8	146
сцементированный	Новый Южный Уэльс	0,9—1,0	47
олигоценовый, глинистый	Северная Германия	1,6—1,7	9
плейстоценовый, сухой	Северная Германия	0,7—1,0	9
несцементированный	США, внутри страны и побережье Мексиканского залива	0,9—1,8	163
влажный	Куммерсдорф	1,0	179
влажный	Германия	1,4	75
влажный	Калифорния	0,75—1,5	68
Песчаник:			
известковистый	США, внутри страны и побережье Мексиканского залива	3,0—4,0	163
меловой	Вайоминг	2,0—2,5	68
дакотский	Купол Еллоу-Кет, Юта	3,00	188
кремнистый	США, внутри страны и побережье Мексиканского залива	2,4—3,4	163
Песчаник — конгломерат	Новый Южный Уэльс	2,4	47
Осадочные породы:			
каменноугольные	Испания	3,1—3,7	186
среднеэоценовые	Техас—Луизиана	4,0	10

Таблица 25 *(продолжение)*

Горная порода	Местность	Скорость км/сек.	Ссылка на автора
Осадочные *(продолжение)*			
верхнемиоценовые . . .	Техас-Луизианское побережье Мексиканского залива	2,4—2,7	10
олигоценовые	Миссисипи	3,8—4,3	10
плейстоценовые	Люнебергер Хайде	1,6	175
плиоценово-плейстоценовые	Техасское побережье Мексиканского залива	2,0	10
верхняя зона, от меловых до современных	Атлантическое побережье равнинной Виргинии	1,5—1,8	49
нижняя зона, триасово-юрские	Атлантическое побережье равнинной Виргинии	2,0—2,6	49
шифер, твердая глина . .	Новый Южный Уэльс	3,2—3,5	47
манкос	Западн. Киско, Юта	4,12	188
морисоновская формация меловая или юрская . .	Купол Уайлд-Кет, Юта	2,71	188
парадокские, пенсильванские	Антиклиналь Солт-Веллей, Юта	3,01	188
Глинистый сланец и кварцит:			
каменноугольный	Северная Германия	5,0	9
Глинистый сланец и песчаник:			
каменноугольный	Северная Германия	3,8	9
Шифер, твердая глина . .	Новый Южный Уэльс	3,2—3,5	47
Сиенит, нифелиновый	Округ Салине, Арканзас	5,5	122
«Выветрелые» слои	США, внутри страны и побережье Мексиканского залива	0,3—0,9	163
	США, внутри страны и побережье Мексиканского залива	0,6—0,8	124
верхние	Колорадо	0,4	77
нижние	Колорадо	1,12	77

некоторых горных пород. Табл. 26 и 27 показывают, что в одинаковых по типу породах скорости имеют тенденцию возрастать с геологическим возрастом и с глубиной залегания.

Сейсмическим исследованиям глубины континентального ледникового покрова в Гренландии предшествовало изучение мощности европейских ледников. Мозес [153] выбрал для этой цели ледник Хинтерейзфернер в Австрийских Альпах, вертикальный разрез которого был уже известен по измерениям Гесса [80]. Обработав большое количество сейсмограмм, Мозес получил среднюю скорость продольных волн, равную 3,14 км/сек. в фирне и 3,6 км/сек. в языках глетчера, и скорость поперечных волн — 1,35 км/сек. в фирне и 1,69 км/сек. в языках глетчера. Другие измерения были произведены Мозесом [154] в Большом Алетшском глетчере в марте 1929 г. Он установил, что средняя скорость продольных волн во льду Конкордия-Плац равна 3,57 км/сек.

Таблица 26

ИЗМЕНЕНИЕ СКОРОСТИ ПРОДОЛЬНЫХ ВОЛН С ГЛУБИНОЙ
(по данным Гутенберга)

Местность	Предельная глубина преломления	Скорость, км/сек.
Вайоминг		
бассейн Биг-Хорн . . .	Триасовые красноцветы, вблизи поверхности	2,4
	на 2000 м	4,5
Калифорния		
бассейн Лос-Анжелос	Под тонким „низкоскоростным“ слоем (почвы)	1,9
	на 2000 м	3,5
долина Сан-Джоакин	Под тонким „низкоскоростным“ слоем (почвы)	< 2
	на 2000 м	около 3
Йоземит	Гранит, вблизи поверхности	5,25
	на 2000 м	$5{,}5 \pm$

Летом 1929 г. Брокамп и Мозес [20] произвели ряд сейсмических измерений на глетчере Пастерзе в Восточных Альпах. Они выделили следующие волны: 1) продольные волны со скоростью 3,58 км/сек.; 2) поперечные волны со скоростью 1,67 км/сек.; 3) продольные волны, которые испытали преломление в породе, залегающей непосредственно под ледником, и обладающие скоростью 5,85 км/сек.; 4) вторичные продольные волны, которые при интерпре-

Таблица 27

ИЗМЕНЕНИЕ СКОРОСТИ ПРОДОЛЬНЫХ ВОЛН С ГЛУБИНОЙ И В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ВОЗРАСТА ПОРОД

(данные, полученные Ветерби и Фаустом [208] из наблюдений по скважинам в штатах Колорадо, Канзас, Луизиана, Миссисипи, Нью-Мексико, Оклахома, Пенсильвания и Техас)

Геологический возраст	Скорость в сланцах и песчаниках, км/сек.		
	на глубине от 0 до 600 м	на глубине от 600 до 900 м	на глубине от 900 до 1200 м
Девонский	4,1	4,2	4,2
Пенсильванский	2,9	3,4	3,5
Пермский	2,6	3,0	
Меловой	2,3	2,8	3,3
Эоценовый	2,2	2,7	3,1
Олигоценово-плейстоценовый	2,0	2,2	2,5

	Скорость в известняках		
	формация	средняя глубина	скорость, км/сек.
Кембрийско-ордовичский	Арбакл	у поверхности	5,3
Ордовичский	Виола	у поверхности	5,1
		110 м	6,1
Девонский	Хантон	у поверхности	4,3
		140 м	5,3
Миссисипский	Майес	у поверхности	3,8
		140 м	5,2
Пенсильванский	Бел-Сити	у поверхности	4,6
		90 м	4,7
Пермский		110 м	4,7
Меловой	Эдвардс	у поверхности	3,4
		100 м	4,1

тации считались волнами, распространяющимися вдоль границы между льдом и подстилающей породой со скоростью продольных волн во льду; 5) поперечные волны, которые, согласно их интерпретации, также распространяются вдоль нижней границы ледника со скоростью поперечных волн во льду *; 6) отраженные продольные волны.

Так как в этих случаях волны проникали на значительную глубину, где упругие константы, а следовательно, и скорости волн претерпевают изменения вследствие давления, то Келлер [110] предпринял изучение скорости упругих волн в озерном льду. Он уста-

* Существование таких волн с точки зрения физики едва ли возможно. *(Прим. ред.)*

новил, что около берега были зарегистрированы 3, повидимому, продольные волны со скоростями 3,2 км/сек.,2,7 км/сек. и 2,2 км/сек. и одна поперечная волна со скоростью 1,45 км/сек., в то время, как в середине озера, где лед был, вероятно, изотропным, наблюдалась одна продольная волна со скоростью 3,2 км/сек. и одна поперечная со скоростью 1,7 км/сек.

В Пенсильвании Ивинг, Крэри и Торн [50] также измеряли скорости распространения упругих волн во льду и установили, что скорость продольных волн во льду озера Сейлор равна 3,46 км/сек., а во льду канала Лихай — 3,28 км/сек.

Сордж [189] и Лоуи принимали участие в вегенеровской экспедиции в Гренландию в 1929 г. Сейсмические измерения мощности материкового льда, произведенные на больших расстояниях, выявили скорость продольных волн 3,47 км/сек. и скорость поперечных волн 1,7 км/сек., откуда коэфициент Пуассона равен 0,342. Эти волны пересекали лед, в который постепенно с глубиной переходят снежные поля. С увеличением глубины скорости возрастали.

Данные о распространении продольных волн во льду сведены в табл. 25.

Вихерт [211, 212] с 1906 по 1929 г. проводил наблюдения скоростей сейсмических волн в поверхностных горных породах. Вблизи Гёттингена он установил продольные волны P_1, P_2, P_3, распространяющиеся тремя различными путями. После смерти Вихерта его ученики собрали полученные Вихертом экспериментальные данные и, дополнив их некоторыми результатами своих собственных наблюдений, опубликовали эти материалы [19, 21].

Брокамп и Волькен [19, 21], применяя взрывы в карьерах, предприняли дальнейшее изучение скоростей продольных волн. Все пункты взрывов и наблюдений были приведены ими к общей высоте в 270 м над уровнем моря, что достигалось введением к наблюдаемому времени пробега поправки, равной времени пробега волны от действительного уровня до уровня приведения. Уровни были выделены на основании наблюдений скоростей продольных волн в соответствующих поверхностных породах. Найденные ими значения скорости P_1 приведены в табл. 28.

Как и следовало ожидать, для P_1 были установлены весьма различные скорости в разных районах. Ее скорость в базальте Фогельсберга при расстояниях до 12 км от точки взрыва равнялась 5,6 км/сек. В окрестностях Гёттингена на расстояниях до 16 км скорость P_1 составляла 3,5 км/сек., а в окрестностях Трейза на расстояниях до 10 км от точки взрыва — всего лишь 1,7 км/сек.

Было также установлено, что волна P_2 имеет прямолинейный годограф, наклон которого соответствует средней скорости в 5,9 км/сек. По мнению Брокампа [19], на сейсмограммах близких землетрясений P_2 Вихерта [212] тождественна с волной $\bar{P}$ Мохоровичича [149] или P_g Джеффриза [91]. Однако, как мы сейчас увидим,

Таблица 28

СКОРОСТЬ ПРОДОЛЬНЫХ ВОЛН В ГОРНЫХ ПОРОДАХ РАЗЛИЧНОГО ТИПА
(по Брокампу [19])

Горная порода	Скорость, км/сек.	Ссылка на автора
Базальт	5,6	19, 21
Известняк	4,2	176
Крапчатый песчаник	2,2	145
Третичные пески и глины	1,7	19, 21
Породы основания	5,5	19, 21
Чередование мела и известняка	3,5	19, 21

скорости, определяемые для P_2, бывают обычно несколько меньшими.

В табл. 29 и 30 приводятся значения скорости упругих волн, которые определены по сейсмограммам, полученным при других взрывах.

Таблица 29

СКОРОСТЬ ПРОДОЛЬНЫХ ВОЛН В РАЗЛИЧНЫХ ТИПАХ ГОРНЫХ ПОРОД
(по Тоенену и Виндсу)

Горная порода	Наблюденная скорость, км/сек.		
	минимальная	средняя	максимальная
Гнейс, биотитовый		8,0	
Доломит		6,9	
Кремень	3,8	4,5	4,9
Габбро-диорит	4,9	5,4	5,7
Известняк	2,4	4,0	5,8

Однако Гутенберг [69] и Рихтер считают, что волны P_2 не соответствуют $\bar{P}$, а распространяются в осадочных породах, в которых скорость больше, чем в граните, и что слой, которому повсюду соответствуют $\bar{P}$, в окрестностях Гёттингена подстилает эти осадочные породы.

Волна P_3 имеет скорость, равную 6,72 км/сек. Брокамп [19] считает, что эта волна соответствует P^* Конрада [36]. (Волна P_m,

Таблица 30

СКОРОСТЬ ВОЛН, ВЫЗВАННЫХ ВЗРЫВАМИ *

Местность	Тип волны	Скорость, км/сек.	Ссылка на автора
Европа			
Франция:			
Ла-Куртин	P	4,9	145
	P	5,3	145
	P	5,5	145
	P	5,6	145
	P	6,2	145
	P	5,5	171, 145
Германия:			
Хайнберг	P	3,36	156
Оппау	P_g	5,53	103
	P	5,4	219
	P	5,73	76
	P	5,4—5,6	59
Италия:			
Каррара	P	4,6	6
	S	3,0	6
Фальконара	P	6,2—6,4	165
	S	3,64	165
Швейцария:			
Альпнах	P	4,7	165
Гренхен	P	5,1—5,25	165
Северная Америка			
Соединенные Штаты:			
Калифорния			
Бассейн Лос-Анжелос	P	2,9—3,5	74
Ричмонд	P_1	4,3	32
	P_2	5,4	32
	S_1	2,4	32
	S_2	3,1	32
	S_3	3,8	32
Сан-Габриель	P	5,5	216
Южная Калифорния	P	4,1	218
	P	5,0	218
	P	5,4	218
	P	5,55	218
	P	5,9	218
	P	6,0	218
	S	2,7	218

Таблица 30 *(продолжение)*

Местность	Тип волны	Скорость, км/сек.	Ссылка на автора
Южная Калифорния *(продолжение)*			
	S	3,0	218
	S	3,15	218
	S	3,21	218
	S	3,25	218
	S	3,4	218
	S	3,5	218
Бассейн Вентура	P	2,9—3,5	74
Викторвилл	P	5,5	218
Новая Англия	P	6,0	119
	P	8,0	119
	S	3,5	119
	S	4,6	119
	P_1	6,01	121
	P_2	6,77	121
	S_1	3,45	121
	S_2	3,93	121

* Изучение строения земной коры на основании наблюдений над сейсмическими волнами, вызванными промышленными взрывами, производится также в СССР. См. *Корндалин, Е. А.* Изучение земной коры сейсмическими методами. Изд. АН СССР, 1939. *(Прим. ред.)*

обнаруженная для южной части Калифорнии [66], имеет аналогичные скорости).

Конрад [37], изучая швадорфское землетрясение, обнаружил перед вступлением P^* ясное вступление другой продольной волны, которая на расстоянии свыше 200 км делается совершенно отчетливой. Найденная им скорость этой волны равна 7,87 км/сек. Гутенберг [66] обнаружил такую же волну со скоростью 7,60 км/сек. при землетрясениях в южной части Калифорнии.

На сейсмограммах близких землетрясений сейсмологи различают много волн. Однако существуют разногласия относительно их интерпретации. В самом деле, какие изменения в амплитуде или периоде, или в том и в другом, достаточны для того, чтобы их можно было приписывать вступлению новых волн на фоне уже происходящего колебания. Все согласны, однако, с тем, что волна действительно существует, если ее можно проследить от станции к станции и если времена вступлений, отложенные на графике (годографе)

образуют изолированную достаточно гладкую кривую, или линию, близкую к такой кривой *.

Однако часто поблизости от упомянутых точек имеется столько других точек и они так разбросаны, что выбор кривой кажется произвольным. Даже при прослеживании первых вступлений возникают сомнения: 1) был ли сейсмограф достаточно чувствительным для того, чтобы зарегистрировать действительно первое слабое вступление; 2) соответствуют ли одним и тем же волнам первые вступления на двух различных станциях, или слабые первые толчки затухают в процессе распространения и становятся незаметными на далеких станциях. Повидимому, слабые колебания все же не затухают так быстро и отмечаются на поразительно больших расстояниях от источника, если сейсмографы достаточно чувствительны. Следовательно, трудности в интерпретации первых вступлений сейсмических волн от близких землетрясений следует приписать либо плохому качеству сейсмографа, либо наличию микросейсм.

Джеффриз [102] и некоторые другие ученые считают, что земная кора состоит в основном из двух слоев и что, следовательно, существуют три главных пути распространения волн от близких землетрясений: волны P или P_g и S или S_g следуют непосредственно через верхний слой от очага к станции; волны P^* и S^* падают от очага сверху на нижнюю границу первого слоя, преломляются под критическим углом, затем распространяются вдоль поверхности разграничения слоев со скоростью, характерной для нижней среды, и, покидая этот слой под критическим углом, вновь выходят к земной поверхности; наконец, аналогичные волны P_n и S_n падают под критическим углом на подошву земной коры, распространяются вдоль нее со скоростью, соответствующей подкоровой толще и выходят под тем же критическим углом.

Шмидт [176, 177, 178] построил любопытную теорию, пытающуюся объяснить, почему преломленные под критическим углом волны, используемые в сейсмической разведке, имеют большую энергию**. Его теория, повидимому, применима и к волнам P^*, S^* и P_n, S_n, наблюдаемым при близких землетрясениях. Будем называть их *преломленными волнами****.

---

* Для прослеживания последующих вступлений преломленных волн проф. Г. А. Гамбурцев разработал прием коррелирования по фазам — корреляционный метод. Этот метод применяется в сейсмической разведке. См. Изв. АН СССР, сер. географии и геофизики, № 1—2, 1942. *(Прим. ред.)*

** Указанные работы Шмидта не составляют теории. В них лишь делается попытка оценить интенсивность преломленных под критическим углом волн. В СССР теоретические исследования аналогичных явлений проводились акад. С. Л. Соболевым и акад. В. И. Смирновым. *(Прим. ред.)*

*** Этот термин принят в теории сейсмической разведки. Точнее было бы назвать эти волны *дифрагированными*. *(Прим. ред.)*

Скорости волн $\bar{P}$ или P_g, P^* и P_n, наблюдавшиеся при различных землетрясениях, приведены в табл. 31, 32 и 33. Скорости сейсмических волн, распространявшихся по другим путям, приведены в табл. 37.

СКОРОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН В ВЕРХНИХ СЛОЯХ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Интенсивные поперечные волны зарегистрированы во время взрывов в карьерах около Гёттингена. Эти волны исследовались Вихертом [211, 212], Брокампом и Волькеном [19, 21]. Детально изучив вступления этих волн, Кортэ [111] установил, что их годограф на расстояниях от 7 до 230 км неотличим от прямой линии, а соответствующая скорость равна 3,4 км/сек. Отношение скорости волны P_g (5,9 км/сек.) к этой скорости равно 1,735, что соответствует коэфициенту Пуассона, равному 0,255. Исходя из этого, Кортэ заключил, что обе волны распространяются по одному и тому же пути и что скорость 3,4 км/сек. является скоростью поперечной волны в комплексе основания. Эту волну обозначили соответственно через S_2. Ее вступление очень интенсивно на записях горизонтального сейсмографа и значительно слабее на записях вертикального. Лит и Ивинг [123] определили, что поперечная волна в граните Куинси распространяется со скоростью в 2,48 км/сек. Из сравнения с соответствующей продольной волной получается ненормально большое значение коэфициента Пуассона, а именно 0,333. Лит [118] установил, что скорость поперечных волн в норите Садбери равна 3,49 км/сек., а соответствующая величина коэфициента Пуассона — 0,27.

В табл. 34, 35 и 36 приведены величины скоростей поперечных волн $\bar{S}$ или S_g, S^* и S_n, определенные по наблюдениям над близкими землетрясениями. Скорости других поперечных волн приведены вместе со скоростями продольных волн в табл. 37.

АНАЛИЗ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА ОСНОВАНИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ НАД БЛИЗКИМИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ

Предположение о разделении земной коры на слои поверхностями разрыва непрерывности свойств объясняет наличие вступлений различных волн P и S на сейсмограммах близких землетрясений. Это предположение убедительно подтверждается тем, что годограф первого вступления сейсмических волн имеет вид ломаной линии, отрезки которой прямолинейны, по крайней мере, после первых километров и на расстояниях до нескольких сот километров, при этом кривые годографов последующих вступлений являются

Таблица 31

СКОРОСТЬ ВОЛН $\overline{P}$ (ИЛИ P_g)

Местность	Землетрясение	Скорость, км/сек.	Ссылка на автора
Азия	В Центральной Азии	5,54	172
Япония	Японское	5,0	141
			143
	Р-на горы Асама (вулканическое, 18 сент. 1929 г.)	3,56	90
Европа			
Австрия	Северо-Тирольское	5,7	54
		5,724	97
	Швадорфское	5,60	37
		5,538	97
	Тауэрнское	5,4	36
		5,627	97
Бельгия	Северо-Брабантское	5,62	52
		5,570	103
Центральная и Западная Англия	Херефордширское	5,652	97, 103
Франция:			
Орн	Бриуз-Сен-Жервесское	5,4	155
Сев. побережье Бретани	Ламаншское	5,4	155
Зап. побережье Нормандии	Джерсисское	5,4	155
		5,441	97, 103
Германия:			
Баден	Р-на Боденского озера	5,55	82
Пруссия	Рейнляндское	5,6—6,0	61
	Саарское	5,6	115
Вюртемберг	Южно-Германское I	5,6—6,0	56
		5,556	97
	Южно-Германское II	5,6—6,0	56
		5,522	97
Греция:			
Цефалония	Аргостолионское	5,8	195
Италия	Р-на Карнийских Альп	5,7	33
Швейцария	Висписское	5,70	207
		5,57	164
	Ивердонское	5,75	207
Югославия:			
Хорватия	Р-на долины Кулпа	5,6	149
		5,637	97, 103
Далмация	Имотское	5,50	199
Новая Зеландия	Гисборн-Вайроасское	5,5	25
Северная Америка			
Соединенные Штаты:			
Калифорния	Найлзское	5,4	31
	Перкфильдское	5,6	31
	Сиерра-Невадское	5,5	26
	21 землетрясение в Южной Калифорнии	5,55	66
	Уиттьерское	5,55	217

Таблица 32

СКОРОСТЬ ВОЛН *P**

Местность	Землетрясение	Скорость, км/сек.	Ссылка на автора
Азия	В Центральной Азии	5,99*	172
Япония	Японское	6,1	141
	Р-на Танго	6,2	143
		6,3	84,86
Европа			
Австрия	Северо-Тирольское	6,7	54
		7,082	97
	Швадорфское	6,47	37
		6,468	97
	Тауэрнское	6,29	36
		6,254	97
Бельгия	Северо-Брабантское	6,42	52
Центральная и Западная Англия		6,498	96
	Херефордширское	6,3	92
Франция:			
Орн	Бриуз-Сен-Жервесское	6,3	155
Сев. побережье Бретани	Ламаншское	6,3	155
Зап. побережье Нормандии	Джерсисское	6,3	92, 155
Германия:			
Баден	Р-на Боденского озера	6,3	82
Вюртемберг	Южно-Германское		
	I	7,1	66
	II	6,30	97
	Среднее	6,5	66
Греция:			
Цефалония	Аргостолионское	6,1	195
Италия	Р-на Карнийских Альп	6,4	33
Югославия:			
Далмация	Имотское	6,30	199
Новая Зеландия	Гисборн-Вайроасское	6,3	25
Северная Америка			
Соединенные Штаты:			
Калифорния	Сиерра-Невадское	7,4	26
Гавайские острова	Гавайское	7,2	105, 106

* По более поздним данным (ссылка 172, примечание) 6,25 км/сек. *(Прим. ред.)*

Таблица 33

СКОРОСТЬ ВОЛН P_n

Местность	Землетрясение	Скорость, км/сек.	Ссылка на автора
Азия			
Центральная	В Центральной Азии	7,82*	172
Япония	Р-на острова Хатидзио-Дзима	8,48 (на глубине 200 км)	88
	Японское	7,5	141
			143
	Р-на озера Тазава	7,7 (на глубине 130 км)	161
	Р-на Танго	7,75	84, 86
Европа			
Австрия	Северо-Тирольское	8,3	54
		8,23	97
	Швадорфское	8,12	37
		8,104	97
	Тауэрнское	7,83	36
		7,65	97
Бельгия	Северо-Брабантское	7,63	52
Центральная и Западная		7,764	95
Англия	Доггер-Банкское	7,86—8,43	52
	Херефордширское	7,8	92
Франция:			
Ори	Бриуз-Сен-Жервесское	7,8	155
Сев. побережье Бретани	Ламаншское	7,8	155
Зап. побережье Нормандии	Джерсисское	7,8	91, 155
Германия:			
Пруссия	Саарское	8,05	115
Вюртемберг	Южно-Германское I	7,6—8,0	56
		7,75	97
	Южно-Германское II	8,2	66
		8,11	97

* По более поздним данным (ссылка 172, примечание) 7,91 км/сек. *(Прим. ред.)*

Таблица 33 *(продолжение)*

Местность	Землетрясение	Скорость, км/сек.	Ссылка на автора
Греция:			
Цефалония	Аргостолионское	7,8	195
Ионические острова . .	На Ионических островах	7,68	5
Италия	Адриатическое	7,77	34
	Р-на Карнийских Альп	7,81	33
Норвегия	Северноморское	7,82	116
Швейцария	Виспское	7,70	207
Югославия:			
Хорватия	Р-на долины Кулпа	7,9	149
Далмация	Имотское	7,80	199
Новая Зеландия	Гисборн-Вайроасское	8,10	25
Северная Америка			
Соединенные Штаты:			
Калифорния	Эврикское	7,8	190
	Найлзское	7,9	31
	На северном побережье	7,78, 7,83	29
		7,84	
	Перкфильдское	8,0, 8,3	31
	Сиерра-Невадское	8,6	26
	Южно-Калифорнийское	7,94	66
Невада	Р-на горы Сидар	8,27	28
Новая Англия		8	120
Гавайские острова	Гавайское	8,0	105, 106
Техас	Ван-Хорнское	8,0	27

Таблица 34

СКОРОСТЬ ВОЛН *S* (ИЛИ *Sg*)

Местность	Землетрясение	Скорость, км/сек.	Ссылка на автора
Азия			
Центральная	В Центральной Азии	3,29	172
Япония	Японское	3,15	141
			143
	Р-на горы Асама (вулканическое)	2,22 (у поверхности)	90
Европа			
Австрия	Северо-Тирольское	3,5	54
		3,456	97
	Швадорфское	3,39	37
		3,41	97
	Тауэрнское	3,370	97
Бельгия	Северо-Брабантское	3,46	52
		3,363	95
Центральная и Западная Англия	Херефордширское	3,372	97, 103
Франция:			
Ори	Бриуз-Сен-Жервесское	3,3	155
Сев. побережье Бретани	Ламаншское	3,3	155
Зап. побережье Нормандии	Джерсисское	3,3	91, 155
		3,361	97, 103
Германия:			
Баден	Р-на Боденского озера	3,31	82
Пруссия	Саарское	3,36	115
Греция:			
Цефалония	Аргостолионское	3,3	195
Италия	Р-на Карнийских Альп	3,3	33
Швейцария	Висписское	3,34	165
		3,43	207
	Ивердонское	3,47	207
Югославия:			
Далмация	Имотское	3,30	199
Новая Зеландия	Гисборн-Вайроасское	3,3	25
Северная Америка			
Соединенные Штаты:			
Калифорния	Найлзское	3,2	31
	Перкфильдское	3,3	31
	Сиерра-Невадское	3,3	31
	Уиттьерское	3,25	217
Гавайские острова	Гавайское	3,3	106

Таблица 35

СКОРОСТЬ ВОЛН S^*

Местность	Землетрясение	Скорость, км/сек.	Ссылка на автора
Азия			
Центральная	В Центральной Азии	3,79	172
Япония	Японское	3,7	141, 143
Европа			
Австрия	Северо-Тирольское	3,6	54
		3,600	97
	Швадорфское	3,57	37
		3,604	97
	Тауэрнское	3,57	36
		3,584	97
Бельгия	Северо-Брабантское	3,85	52
Центральная и Западная		3,741	95
Англия	Херефордширское	3,7	92
Франция:			
Зап. побережье Нормандии	Джерсисское	(S_1^*)3,744	97, 103
Германия:			
Баден	Р-на Боденского озера	3,7	82
Греция:			
Цефалония	Аргостолионское	3,7	195
Италия	Р-на Карнийских Альп	3,5	33
Югославия:			
Далмация	Имотское	3,65	199
Новая Зеландия	Гисборн-Вайроасское	3,7	25
Северная Америка			
Соединенные Штаты:			
Гавайские острова	Гавайское	3,9	105, 106

Таблица 36

СКОРОСТЬ ВОЛН S_n

Местность	Землетрясение	Скорость, км/сек.	Ссылка на автора
Азия			
Япония	Р-на острова Хатидзио-Дзима	4,8 (глубина 200 км)	88
	Японское	4,5	141, 143
	Р-на озера Тазава	4,4 (глубина 130 км)	161
Европа			
Австрия	Северо-Тирольское	4,4	54
		4,446	97
	Швадорфское	4,383	97
Бельгия	Северо-Брабантское	4,59	52
Центральная и Западная		4,362	95
Англия	Доггер-Банкское	4,74—4,32	52
	Херефордширское	4,436	97
Франция:			
Орн	Бриуз-Сен-Жервесское	4,35	155
Сев. побережье Бретани	Ламаншское	4,35	155
Зап. побережье Нормандии	Джерсисское	4,384	97
Германия:			
Пруссия	Саарское	4,5	115
Греция:			
Цефалония	Аргостолионское	4,4	195
Италия	Адриатическое	4,8	34
	Р-на Карнийских Альп	4,2	33
Норвегия	Северноморское	4,36	116
Швейцария	Висписское	4,50	207
Югославия:			
Далмация	Имотское	4,35	199
Новая Зеландия	Гисборн-Вайроасское	4,38	25
Северная Америка			
Соединенные Штаты:			
Калифорния	На северном побережье	4,34	29
		4,35	29
	Перкфильдское	4,6	31
	Сиерра-Невадское	4,6	26
	Южно-Калифорнийское	4,45	66
Новая Англия		4,6	120
Гавайские острова	Гавайское	4,6	105, 106

Таблица 37

СКОРОСТИ ПРОЧИХ ВОЛН, РАСПРОСТРАНЯЮЩИХСЯ ОТ БЛИЗКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИИ

Местность	Землетрясение	Фаза	Скорость, км/сек.	Ссылка на автора
Европа				
Австрия	Швадорфское	P_x	7,87	37
		P_x	7,852	97
		S_x	4,32	37
		d	4,19	37
		α	3,81	37
	Тауэрнское	α	3,80	36, 37
Бельгия	Северо-Брабантское	P_n'	7,59	52
		P_n''	7,72	52
Франция:				
Орн	Бриуз-Сен-Жервесское	P_s	4,7	155
		S_s	3,13	155
Сев. побережье Бретани	Ламаншское	P_s	4,7	155
		S_s	3,13	155
Германия:				
Пруссия	Саарское	P_x	7,56	115
		b	5,34	115
		d	4,12	115
		α	3,93	115
Греция:				
Цефалония	Аргостолионское	P_s	5,0	195
		S_s	3,1	195
Италия	Р-на Карнийских Альп	P_m?	6,9	33
		α	3,8	33
Югославия:				
Далмация	Имотское	P_s	5,00	199
		S_x	4,35	199
		S_s	3,36	199

Таблица 37 *(продолжение)*

Местность	Землетрясение	Фаза	Скорость, км/сек.	Ссылка на автора
Северная Америка				
Соединенные Штаты:				
Калифорния	Эврикское	P	7,7	30
		P'	7,7	30
		P''	7,7	30
		P	7,4	30, 190
		P	7,0	30, 190
	Найлзское	I	7,7	31
		IV	6,7	31
	На северном побережье	F	4,35	29
	Паркфильдское	II	7,1—7,3	31
		IV	6,6	31
		V	5,0	31
		VI	4,2	31
	Сиерра-Невадское	P_s	5,8	26
		S (?)	4,4—3,4	
			3,2	26
	Южно-Калифорнийское	P_x	7,60	66
		a	7,10	66
		P_m	6,83	66
		b	6,56	66
		P_y	6,05	66
		c	5,94	66
		S_x	4,24	66
		S_y	3,66	66
		S_m	3,39	66
Новая Англия		P_6	6	120
		$S_{3,5}$	3,5	120
Гавайские острова	Гавайское	P_6	5,2	105
		P_3	3,6	105
		P_2	3,2	105
		P_1	2,65	105
		S_6	2,9	105
		S_3	2,0	105
		S_2	1,8	105
		S_1	1,36	105

продолжением отдельных ветвей годографа первых вступлений. Обратная величина углового коэфициента каждого прямолинейного отрезка годографа равна истинной скорости в слое, вдоль верхней границы которого распространяется соответствующая преломленная волна. Это становится понятным, если учесть, что время, затраченное волной на пробег через вышележащие слои, одинаково во всех точках, и увеличение времени пробега с расстоянием определяется только увеличением пути пробега вдоль соответствующей границы слоя *. Следовательно, при наличии достаточного числа наблюдений близких к очагу станций можно было бы определить глубину очага землетрясения, понимая под очагом точку, в которой началось землетрясение, а также и глубину залегания каждого из слоев.

В этом направлении было сделано несколько попыток.

А. Мохоровичич [149,150], интерпретируя два последовательных вступления, выделенных им при изучении землетрясения в долине Кулпа (или Купа), предположил, что первая граница раздела находится на глубине 60 км. Джеффриз [91], пересмотрев его экспериментальные данные и использовав также наблюдения Конрада и других сейсмологов, определил, что мощность верхнего слоя, который он назвал *гранитным*, равна 12 км, а мощность второго, промежуточного слоя, который он назвал *базальтовым*, равна 25 км [91,93]. Впоследствии, изучив джерсисское и херефордширское землетрясения [92], он был вынужден пересмотреть свои данные и глубину первого слоя оценить в 10 км, а глубину второго — в 20 км. Ли [116], изучая северноморское и некоторые другие землетрясения, пришел к заключению, что в северной части Европы имеется слой осадочных пород мощностью около 1 км, подстилаемый гранитным слоем мощностью в 14 км и базальтовым слоем мощностью в 15 км. На Балканах мощность этих слоев равна соответственно 1 км, 11,5 км и от 22 до 33 км. Чтобы увязать все эти величины, Джеффриз [102] в 1937 г. произвел критический пересмотр всех данных по Европе и обнаружил такое большое расхождение между ними, что был вынужден лишь *предположительно* указать мощность в 17 км для верхнего и 9 км для промежуточного слоев **. Он писал: «остается такая неопределенность, что попытки одновременно определить эпицентр, скорости, мощность слоев и глубину очага по записям близкого землетрясения останутся бесплодными, даже если скомбинировать все данные о нескольких близких землетрясениях и о поверхностных волнах» [103]. Автору хотелось бы добавить, что еще более бесплодной является попытка определить эти величины путем комбинирования разнородных недоста-

* Это справедливо только для случая горизонтальных границ раздела. *(Прим. ред.)*

** По последним оценкам Джеффриза — соответственно 15 и 18 км. *(Прим. ред.)*

точно точных наблюдений над многими землетрясениями *. Точность в определении абсолютного времени вступления каждого импульса должна быть доведена, по крайней мере, до *одной десятой секунды*, а такая точность не может быть достигнута нигде, кроме Южной Калифорнии, да и там лишь в благоприятных случаях **. Недостаточная точность определения абсолютного времени вступления волн при регистрации близких землетрясений отмечалась многими авторами [25,38,84,121,170]. Этот серьезный недостаток нужно учитывать при оценке как современных, так и прежних определений строения земной коры.

Ходжсон [84,86] установил, что в окрестностях полуострова Танго в Японии так называемый континентальный или гранитный слой очень тонок или даже совсем отсутствует, а мощность базальтового, или промежуточного, слоя равна примерно 16 км. Буллен [25] изучал землетрясения в Гисборн-Вайроа и в других районах Новой Зеландии. Он установил, что в Новой Зеландии мощность слоя осадочных пород равна 0,7 км, гранитного слоя — 0,3 км, а промежуточного слоя — 16,5 км. Дам [39], изучая землетрясение в заливе Хаук, получил аналогичные предварительные результаты. Это свидетельствует о том, что структура земной коры в Новой Зеландии аналогична структуре в районе Танго. В Южной Калифорнии Гутенберг [66] определил упругие константы ряда последовательно залегающих слоев. Данные его определений приведены в табл. 38.

С другой стороны, Шарп [185], интерпретируя полученные в Пасадене сейсмограммы глубокофокусных землетрясений, установил, что мощность поверхностного слоя равна 6,6 км и что на глубине 20 км имеется резкая граница раздела. Байерли и Вильсон [31] определили трехслойную структуру в Центральной и Северной Калифорнии со следующими данными:

Глубина, км	Скорость, км/сек.
1—13	5,6
13—25	6,6
25—31	7,3
> 31	8,0

Изучив записи большого количества взрывов с точно зафиксированным моментом взрыва, Лит [118] установил, что в Новой Англии

* Утверждения автора неверны. В настоящее время советским сейсмологом А. А. Тресковым (Доклады Акад. Наук СССР, том LVIII, 9, нов. сер., 1947 г.) разработан метод определения толщины земной коры по данным удаленных от землетрясений станций. Этот метод значительно расширяет возможности исследований строения земной коры. Толщина земной коры, согласно исследованию А. А. Трескова, оценивается в среднем в 30—35 км, а в некоторых местах, например в Средней Азии, — до 50—60 км, что подтверждается другими советскими исследователями. Таким образом, проблема определения толщины земной коры не так безнадежна, как это представляется автору. *(Прим. ред.)*

** Утверждение автора о том, что только в Южной Калифорнии может быть достигнута достаточная точность в определении абсолютного времени вступлений не обосновано. *(Прим. ред.)*

Таблица 38

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ЮЖНОЙ КАЛИФОРНИИ
(по Гутенбергу [66])

Глубина слоя, км	Средняя глубина нижней границы, км	Скорость продольных волн, км/сек.	Скорость поперечных волн, км/сек.	Отношение скоростей V_p/V_s	Коэфициент Пуассона σ
0 — 14	14	5,55	3,23	1,70	0,24
14 — 26	25	6,05	3,39	1,79	0,27
26 — 30	31	6,83	3,66	1,86	0,30
30 — 39	39	7,6	4,24	1,80	0,27
> 39		7,94	4,45	1,78	0,27

существует поверхностный слой мощностью около 23 км. Скорость продольной волны в этом слое равна 6 км/сек., а скорость поперечной волны — 3,5 км/сек. Ниже этого слоя соответствующие скорости равны 8 км/сек. и 4,6 км/сек. Для Миссури еще нет достаточных данных; однако мисс Робертсон [170], используя метод Слихтера и Шарпа, установила, что если там действительно имеется двухслойная структура, то мощность верхнего слоя равна 16 км, а нижнего — 13 км.

В других частях Американского континента данные о скоростях еще недостаточны для того, чтобы можно было вычислять величины вероятных мощностей и глубин залегания слоев.

Имеются, повидимому, некоторые доказательства существования под Тихим океаном структуры другого типа. Так, Ангенхейстер [7, 8] установил, что в окрестностях Апии (остров Самоа) наименьшие из наблюдавшихся значений скоростей как для продольных, так и поперечных волн значительно больше, чем на Европейском континенте. Однако из-за отсутствия в этом районе первоклассных станций ему не удалось достаточно точно определить скорость распространения этих волн. Бруннер [24] показал, что при очень глубоком землетрясении в районе Кермадек-Фиджи 26 мая 1932 г. время пробега продольных волн для эпицентрального расстояния (12°) было на 15 сек. меньше половины времени пробега волны от поверхностного очага на расстоянии в 24°; этот расчет был основан на данных годографа Ходжсона, составленного для землетрясения 7 марта 1927 г. в Танго, и на скоростях, вычисленных главным образом по тому же годографу. Этот факт показывает, что структура земной коры в центральной части Тихого океана отличается от структуры земной коры в Японии *.

* В СССР производились и производятся исследования строения земной коры на основании изучения близких землетрясений. По данным Е. А. Розовой, толщина гранитного слоя в Средней Азии составляет 35 км, а базальто-

ДАННЫЕ, ПОЛУЧЕННЫЕ В РЕЗУЛЬТАТЕ ИЗУЧЕНИЯ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН

Как указывал автор этой статьи [139], существующая математическая теория не может с достаточной полнотой описать различные типы поверхностных волн, которые возникают при большинстве неглубоких * и поверхностных землетрясений. Следовательно, нужно осторожнее подходить к заключениям, основанным на этой теории. Интерпретация наблюдений также встречает значительные трудности. Чтобы измерить скорости, нужно проследить вступление фронта ** одной и той же волны или группы волн на различных расстояниях от эпицентра. Это может быть сделано четырьмя способами. 1) Можно выделить смещение с максимальной амплитудой и проследить его от станции к станции, как это сделал автор [129], изучая калифорнийское землетрясение 31 января 1922 года. Однако в этом случае по мере увеличения расстояния период волны увеличивается. Характер этой зависимости сложен и теория распространения простой синусоидальной волны и распространения группы волн здесь неприменима. 2) При многих землетрясениях можно проследить фронт всех поверхностных колебаний в целом. Однако характер смещения в этом фронте будет различным на сейсмограммах разных землетрясений из одной эпицентральной области и даже на сейсмограммах одного и того же землетрясения при различных эпицентральных расстояниях ***. Кроме того, этим методом мы не можем измерить в отдельности скорости различных поверхностных волн. 3) Некоторые исследователи измеряли время пробега и периоды колебаний большого числа поверхностных волн и проводили статистическую классификацию, группируя волны как по пути их пробега, так и по наличию вертикальной компоненты. Если у избранной волны или по соседству с ней вертикальное смещение почвы не наблюдалось, тогда волна называлась поверхностной поперечной волной. Волны с интенсивным вертикальным и слабым горизонтальным смещением, направленным поперек линии распространения, назвали *релеевскими волнами*, хотя теория Релея и не дает анализа таких поверхностных волн. Эти волны можно ско-

вого — 15 км (см. ссылку 172 и примечание к ней). По Кавказу см. *Твалтвадзе Г. К.* Изв. АН СССР, сер. географии и геофизики, 9, № 1, 1945. *(Прим. ред.)*

* Это утверждение автора неточно. Трудность заключается в том, что применение основных выводов анализа к наблюдениям осложняется дисперсией поверхностных волн. *(Прим. ред.)*

** Поверхностные волны диспергируют, и поэтому невозможно проследить за вступлением фронта этих волн. Повидимому, речь здесь идет о синфазной поверхности. *(Прим. ред.)*

*** Большую роль в этих наблюдениях играет чувствительность сейсмографов к колебаниям с длинным периодом. Вопросами затухания поверхностных волн с расстоянием занимался акад. Б. Б. Голицын. См. его книгу «Лекции по сейсмометрии». Изд. Акад. Наук, 1912. *(Прим. ред.)*

рее назвать *псевдорелеевскими*. Результаты последних исследований очень интересны, но довольно сложны.

Действительное увеличение периода по мере распространения волны противоречит предположению о том, что волны одинакового периода, наблюдаемые на различных расстояниях, идентичны. Тем не менее, в результате этих наблюдений получены два интересных вывода, освещающих строение земной коры. Во-первых, было установлено, что скорость волн, распространяющихся по одному общему пути и имеющих различный конечный период, может быть различной и, во-вторых, что скорость волн, проходящих одинаковые расстояния, в различных участках земного шара не одинакова. Результаты этих наблюдений приведены в табл. 39—53.

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ ЗЕМЛИ МЕЖДУ НИЖНЕЙ ГРАНИЦЕЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ И НАРУЖНОЙ ГРАНИЦЕЙ ЯДРА

С развитием точной сейсмометрии оказалось возможным показать, что материал, образующий основную массу Земли под земной корой, может передавать поперечные волны со скоростью, свидетельствующей о высокой степени сопротивления сдвигу. Чтобы объяснить, почему продольные волны с увеличением эпицентрального расстояния сначала исчезают, а потом с заметным опозданием вновь появляются около антипода, Олдхем [162] и Вихерт [210] приняли гипотезу о существовании оболочки и ядра Земли.

Скорости продольных волн P_n и поперечных — S_n в верхней части оболочки под границей Мохоровичича приведены в предыдущих таблицах. Но так как формулы, определяющие эти скорости (как указано в начале главы), содержат отношение модулей упругости к плотности, то было бы невозможно различать вещества с различной плотностью, если бы модуль всестороннего сжатия и модуль сдвига менялись с плотностью. Следовательно, как установил Дели [42,43,44,45,46], мы, вероятно, не смогли бы по временам пробега сейсмических волн, при существующей точности измерений, отличить полнокристаллическое габбро от стекловидного базальта, если бы уменьшение скорости не создавало явлений теневой зоны.

Чтобы точно определить значение скорости продольных волн P и поперечных волн S, а следовательно, и характер строения Земли на глубинах, значительно превышающих глубину границы Мохоровичича, необходимо построить точные годографы сейсмических волн для различных глубин очага. Для построения годографа необходимо: 1) определить исходные данные и, прежде всего, глубину очага; 2) точно знать времена вступлений волн в различные точки на поверхности Земли; 3) определить строение земной коры у эпицентра и в районе каждой сейсмической станции. Большинство прежних годографов, таких, как годографы Мильна, Вихерта, Цоппритца и Мохоровичича, содержали систематические ошибки.

Таблица 39

СКОРОСТЬ ПОПЕРЕЧНЫХ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН В АМЕРИКЕ
(по Кардеру [35])

Район эпицентра	Местонахождение сейсмической станции	Расстояние, в градусах	Наблюденный период волны, сек.	Наблюденная средняя скорость, км/сек.
Аляска	Оттава	38,6	60	4,44
	Рио-де-Жанейро	111	50	4,20
Баффинов залив	Гора Гамильтон	43,5	25	3,68
Калифорния	Чикаго	28	50	4,07
	Джорджтаун	34,8	17	3,53
	Оттава	35,5	50	4,10
	Саскатун	16,9	50	4,01
	Таксон	14,6	40	4,16
	Викус	55,5	50+	4,06
	Вашингтон	36,5	44	3,93
Центральная Америка	Баркли	35,4	30	3,81
		37,5	30	3,61
		36	30	3,64
		35,8	30	3,70
				3,77
		39,2	30	3,75
		38,6	30	3,75
		41,2	35	3,91
		39,3	36	3,87
		37,1	36	3,80
		36,9	36	3,73
		37,5	40	3,74
		40,4	40	3,95
		43+	40+	3,74
		37,4	40	4,03
		35,8	40	3,81
		39,2	40	3,92
		41,2	40	3,98
		39,3	46	4,19
		43+	46	3,86
		37,4	48	4,07

Таблица 39 *(продолжение)*

Район эпицентра	Местонахождение сейсмической станции	Расстояние, в градусах	Наблюденный период волны, сек.	Наблюденная средняя скорость, км/сек.
Центральная Америка	Баркли	35,4	50	4,02
	Гора Гамильтон	38,6	60	4,21
		36,9	38	3,91
		36,5	33	3,75
		36,8	30	3,75
		36,4	25	3,46
Чили	Рио-де-Жанейро	26,4	100	4,53
Куба	Баркли	44,7	22	3,32
Мексика	Баркли	19,8	20	3,52
		23	20	3,65
		18	22	3,58
		22,5	24	3,75
		23,5	24	4,06
				3,71
		23	24	3,67
		24,3	24	2,57
		23,3	25	3,52
		15,2	25	3,66
		16	25	3,84
		25,1	25	3,77
		24,5	25	3,60
		23,3	25	3,53
		24,4	25	3,73
		24,7	25	3,81
		18	26	3,62
		24,4	26	3,87
		24	26	3,76
		20,1	27	3,95
		21	27	3,92
				3,81
		18,3	28	3,68
		19,4	28	3,99

Таблица 39 *(продолжение)*

Район эпицентра	Местонахождение сейсмической станции	Расстояние, в градусах	Наблюденный период волны, сек.	Наблюденная средняя скорость, км/сек.
Мексика	Баркли	15,3	30	3,80
		17,3	30	3,90
		15,2	30	3,85
		19,8	30	3,67
		18,3	30	3,80
		15,3	30	3,85
		30	30	3,88
		29,5	30	3,57
		23,4	30	3,77
		32	30	3,77
		24,7	30	3,98
				3,91
		24	30	3,82
		23,1	30	3,81
		23,6	30	3,73
		29,2	33	3,72
		34,5	34	3,74
		15	35	4,02
		11,3	35	4,10
		26,3	35	3,90
		32	35	3,85
		30,7	36	3,92
		30,1	36	3,95
		31,2	36	3,92
		32,3	40	3,86
				3,93
		34	40	3,96
		33,4	40	4,04
		34,5	40	4,00
		34	40	3,88
		32	40	3,92
		22,6	40	3,67

Таблица 39 *(продолжение)*

Район эпицентра	Местонахождение сейсмической станции	Расстояние, в градусах	Наблюденный период волны, сек.	Наблюденная средняя скорость, км/сек.
Мексика	Баркли	31,1	40	3,79
				3,87
				3,89
		24,4	40	3,77
		31,6	50	4,00
		31,1	60	4,12
	Гора Гамильтон	30,5	45	3,90
		25,7	35	3,93
		30	34	3,99
		24,0	30	3,87
		31,8	30	3,82
		14,7	30	3,83
		10,7	30	3,81
		23,7	24	3,54
	Пало Альто	11,0	30	3,91
		30,2	35	3,99
				3,97
		31,6	40	3,94
		30,7	40	3,79
Панама	Баркли	48,7	40	3,76
		44,4	40	3,97
		49,2	38	3,70
		48,7	35	3,63
		45	35	3,97
	Гора Гамильтон	43,8	40	3,96
Пуэрто-Рико	Баркли	50,6	25	3,59
		50,5	28	3,47
		51	50	3,93
Венесуэла	Баркли	55,5	27	3,32
	Гора Гамильтон	58,5	45	3,88

Таблица 40

СКОРОСТЬ ПОПЕРЕЧНЫХ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН В АМЕРИКЕ
(по Гутенбергу и Рихтеру [71])

Район эпицентра	Местонахождение сейсмической станции	Расстояние, в градусах	Наблюденный период волны, сек.	Наблюденная средняя скорость, км/сек.
Аляска	Флориссан	41,5	7	3,6
		42	30	3,5
			15	3,3
	Шарлоттсвил	48	46	3,9
			36	3,7
	Чикаго	40,5	10	3,6
	Галифакс	49,5	9	3,6
	Гарвард	47,5	55	4,3
			42	4,0
	Литл-Рок	44	10	3,5
	Оттава	38,5	110	4,7
			60	4,4
		44	48	4,0
			36	3,7
			10	3,6
			40	4,0
			8	3,6
	Сен-Луи	41,5	6	3,8
		42	38	3,6
			30	3,5
	Восточный Махиас	48,5	48	4,1
Баффинов залив	Пасадена	46	70	4,0
			45	3,9
			50	4,0
			32	3,7
			24	3,5
	Риверсайд	46	8	3,7
	Санта-Барбара	46,5	7	3,8
	Тинемаха	43	6	3,6
Чили	Ла-Пас	17,5	12	3,5
	Ла-Плата	12,5	30	3,6

Таблица 40 *(продолжение)*

Район эпицентра	Местонахождение сейсмической станции	Расстояние, в градусах	Наблюденный период волны, сек.	Наблюденная средняя скорость, км/сек.
Чили	Ла-Плата	18	30	3,9
	Рио-де-Жанейро	25	10	3,6
		27,5	14	3,2
Колумбия	Ла-Пас	25	15	3,9
	Ла-Плата	45,5	25	3,4
	Рио-де-Жанейро	42,5	8	3,6
Эквадор	Уанкайо	11	20	3,2
	Ла-Пас	18,5	13	3,5
	Ла-Плата	38	22	3,4
	Рио-де-Жанейро	41	8	3,3
Мексика	Баркли	23	18	3,3
	Баркли и Лик	28,5	27	3,8
			22	3,8
	Флориссан	23	7	3,3
		25	10	3,4
	Джорджтаун	31	30	3,7
	Гарвард	36,5	12	3,3
	Чикаго	28,5	16	3,4
			13	3,3
	Ла-Холла	19	20	3,7
	Литл-Рок	19,5	4	3,4
	Гора Вильсон	20	16	3,7
	Оттава	34	40	3,9
			30	3,5
		35,5	8	3,5
		37,5	12	3,4
	Пасадена	7	50 ±	4,5
			35	4,1
			12	3,6
		17,5	20	3,7
		18,5	32	4,3
			22	4,0

Таблица 40 *(продолжение)*

Район эпицентра	Местонахождение сейсмической станции	Расстояние, в градусах	Наблюденный период волны, сек.	Наблюденная средняя скорость, км/сек.
Мексика	Пасадена	20	30	3,7
		11,5	3	4,2
		20	17	3,5
			24	3,6
			26	4,0
			25	4,0
		22	32	4,3
			25	4,1
		24	40	4,1
			22	3,8
		25,5	40	4,0
			35	3,9
			22	3,6
			40	4,0
			35	4,0
			23	3,8
	Сан-Хуан	36	44	4,1
			30	3,6
	Санта-Барбара	19,5	17	3,5
	Саскатун	33,5	24	3,5
	Ситка	44	44	4,0
			30	3,8
	Станфорд	28,5	24	3,8
	Тинемаха	10	30	4,0
Невада	Галифакс	40,5	60	4,5
			30	3,8
	Оттава	32	16	3,6
	Сан-Хуан	49,5	40	4,1
			32	3,8
	Саскатун	15	6	3,2
	Ситка	21,5	40	4,1
			32	4,0

Таблица 40 *(продолжение)*

Район эпицентра	Местонахождение сейсмической станции	Расстояние, в градусах	Наблюденный период волны, сек.	Наблюденная средняя скорость, км/сек.
Ньюфаундленд	Гавайские острова	47	8	3,7
	Пасадена	48	6	3,6
	Виктория	45	60	4,4
			14	3,9
Никарагуа	Пасадена	37	42	3,9
			36	3,8
Панама	Пасадена	42	42	4,1
			38	4,0
			40	3,9
Перу	Ла-Плата	24	42	3,7
			32	3,5
	Рио-де-Жанейро	38,5	60	4,1
Сальвадор	Пасадена	34	35	3,7
Техас	Чикаго	17	19	3,5
			12	3,4
	Гавайские острова	12,5	20	3,6
			12	3,3
	Гора Вильсон	12	17	3,5
	Оттава	26,5	7	3,6
			8	3,5
	Ситка	34	23	3,5
			18	3,4
Юта	Джорджтаун	27,5	13	3,8
	Чикаго	19	14	3,7
			12	3,6
	Литл-Рок	17,5	4	3,5
			6	3,7
			2	3,6
	Оттава	27,5	16	3,9
	Ситка	21	28	3,4
			12	3,3

Таблица 41

СКОРОСТЬ ПОПЕРЕЧНЫХ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН В ЕВРОПЕ
(по Гутенбергу [58])

Район эпицентра	Местонахождение сейсмической станции	Расстояние, в градусах	Наблюденный период волны, сек.	Наблюденная средняя скорость, км/сек.
Япония	Картуха	99,8	24	3,27
			28	3,36
			40	3,59
	Де-Билт	83,9	16	3,37
			17	3,00
			24	3,32
			30	3,43
			35	3,65
			40	3,63
			60—70	3,85
	Фельдберг	84,1	17	3,09
			19	3,12
			24	3,12
				3,18
			25	3,32
			28	3,39
			30	3,51
			35	3,47
	Гамбург	80,9	16	3,26
			18	3,28
			20	3,34
			30	3,45
	Хоенхейм	84,5	16	3,01
			17	3,16
			20	3,44
			60—70	4,22

Таблица 41 *(продолжение)*

Район эпицентра	Местонахождение сейсмической станции	Расстояние, в градусах	Наблюденный период волны, сек.	Наблюденная средняя скорость, км/сек.
Япония	Иена	82,3	16	3,17
			20	3,09
	Мюнхен	84,4	16	3,17
			17	3,29
			20	3,34
			24	3,41
			25	3,43
	Потсдам	80,6	19	3,26
			30	3,45
	Равенсбург	85,5	16	3,27
			60—70	4,26
	Упсала	73,5	16	2,98
			17	3,30
			22	3,47
			30	3,56
	Вена	82,3	16	3,11
			18	3,27
			20	3,22
			22	3,25
			45	3,87
				3,90
			60—70	4,20
	Цюрих	86,5	19	3,31
			20	3,44
			24	3,52

Таблица 42

СКОРОСТЬ ПОПЕРЕЧНЫХ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН В БАССЕЙНЕ ТИХОГО ОКЕАНА ЗА ИСКЛЮЧЕНИЕМ ЕГО ЗАПАДНОЙ И ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТЕЙ

Район эпицентра	Местонахождение сейсмической станции	Расстояние, в градусах	Наблюденный период волны, сек.	Наблюденная средняя скорость, км/сек.	Ссылка на автора
Аляска	Баркли	26,6	20	4,13	35
				3,93	35
		26	26	3,95	35
		30	30	4,20	35
	Гонолулу	39,2	60	4,66	35
			45	4,53	35
	Веллингтон	106,6	45	4,42	35
Полуостров Аляска	Баркли	27,7	20	4,00	35
		28,4	26	4,17	35
			30	4,24	35
		29,3	30	4,12	35
		30,0	30	4,08	35
Алеутские острова	Баркли	35,4	16	3,97	35
			25	4,33	35
		41,6	30	4,31	35
		30,5	32	4,16	35
		42,3	32	4,33	35
		41,6	35	4,36	35
		39,5	35	4,34	35
		42,5	35	4,34	35
		40,3	35	4,39	35
			36	4,41	35
		35,5	40	4,53	35
	Ла-Холла	53	31	4,3	71
	Гора Гамильтон	36,1	36	4,40	35
		47,1	34	4,32	35
		40,1	25	4,15	35
	Пало-Альто	46,5	35	4,32	35
		37,0	36	4,37	35

Таблица 42 *(продолжение)*

Район эпицентра	Местонахождение сейсмической станции	Расстояние, в градусах	Наблюденный период волны, сек.	Наблюденная средняя скорость, км/сек.	Ссылка на автора
Алеутские острова	Пасадена	51	27	4,2	71
			23	4,3	71
		44	17	4,1	71
			16	4,1	71
		43	21	4,3	71
			12	4,1	71
		40,5	36	4,4	71
			32	4,3	71
		39,5	19	4,2	71
			18	4,4	71
Архипелаг Бисмарка	Уанкайо	129,5	48	4,4	71
		130	60	4,4	71
			70	4,4	71
		134	60	4,3	71
			32	4,5	71
	Пасадена	93	35	4,3	71
		92	35	4,4	71
		94	40	4,5	71
Калифорния	Апиа	69	30	4,07	35
	Гавайские острова	34,4	30	4,16	35
	Веллингтон	96,8	30	4,09	35
Каролинские острова	Баркли	89,6	24	4,00	35
	Гора Гамильтон	90	30	4,10	35
Чили	Апиа	93	90	4,66	35
	Гонолулу	98,6	100	4,76	35
	Токио	154,5	160	4,80	35
	Веллингтон	83	30	4,4	71
Остров Пасхи . . .	Уанкайо	38	16	4,4	71

Таблица 42 *(продолжение)*

Район эпицентра	Местонахождение сейсмической станции	Расстояние, в градусах	Наблюденный период волны, сек.	Наблюденная средняя скорость, км/сек.	Ссылка на автора
Остров Пасхи . . .	Пасадена	58	21	4,4	71
			13	4,2	71
		61	21	4,3	71
			8	4,3	71
	Виктория	75	40	4,3	71
Острова Фиджи .	Баркли	76,5	30	4,14	35
		79,3	32	4,10	35
		76,5	34	4,23	35
			35	4,18	35
		78,6	50	4,50	35
	Гора Гамильтон	78,6	30	4,21	35
Галапагосские острова	Уанкайо	31,5	10	4,3	71
Гуам	Баркли	85,7	35	4,51	35
Гавайские острова	Баркли	34,6	26	4,16	35
	Пасадена	36	15	4,0	71
	Виктория	38	15	4,2	71
Япония	Баркли	70,4	60	4,62	35
		75	60	4,66	35
		77,3	43	4,50	35
		82	40	4,51	35
		75+	38	4,02	35
		75	38	4,49	35
		82	36	4,44	35
		65	35	4,45	35
		75,2	30	4,35	35
		72,7	30	4,43	35
		82	30	4,26	35
		70	27	4,00	35
			26	4,00	35
		74	25	4,39	35

Таблица 42 *(продолжение)*

Район эпицентра	Местонахождение сейсмической станции	Расстояние, в градусах	Наблюденный период волны, сек.	Наблюденная средняя скорость, км/сек.	Ссылка на автора
Япония	Баркли	74,8	16	4,08	58
			18	4,22	58
			20	4,22	58
			22	4,27	58
			32	4,34	58
	Гонолулу	55,6	40	4,47	35
		55,9	17	4,06	58
			24	4,32	58
	Ла-Пас	149,0	20	3,85	58
			35	3,86	58
			40	4,34	58
	Гора Гамильтон	75,6	16	4,00	58
			17	4,17	58
			22	4,30	58
			30	4,37	58
		75,5	60	4,65	35
		78	50	4,56	35
	Пасадена	75,4	190	4,78	35
		75	23	4,4	71
			14	4,3	71
			90	4,6	71
			18	4,4	71
			32	4,4	71
			14	4,2	71
		81	26	4,4	71
		87	25	4,2	71
	Санта-Барбара	74	18	4,4	71
	Тинемаха	72	23	4,4	71
			40	4,5	71

Таблица 42 *(продолжение)*

Район эпицентра	Местонахождение сейсмической станции	Расстояние, в градусах	Наблюденный период волны, сек.	Наблюденная средняя скорость, км/сек.	Ссылка на автора
Японское море . .	Баркли	88	50	4,62	35
Камчатка	Баркли	52,7	26	3,89	35
		52,5	27	4,16	35
		50,5	30	3,90	35
		56,4	30	4,39	35
		55,2	32	4,01	35
		52,7	24,8	3,93	35
		52	35	4,26	35
		53+	80	4,66	35
	Гора Гамильтон	57	54	4,49	35
			50	4,58	35
			30	4,36	35
	Пасадена	63	20	4,3	71
Острова Кермадек	Баркли	84,5	60	4,51	35
		86+	30	4,08	35
		86	30	4,03	35
		84,5	30	4,07	35
			60	4,21	35
	Гора Гамильтон	8 4,2	27	4,39	35
Курильские острова	Баркли	65	30	4,37	35
		63	30	4,43	35
		59+	30	4,41	35
		61,8	44	4,45	35
		60,6	36	4,42	35
		60—	35	4,31	35
	Гора Гамильтон	61,8	60	4,68	35
		62,4	48	4,62	35
		60—	30	4,38	35

Таблица 42 *(продолжение)*

Район эпицентра	Местонахождение сейсмической станции	Расстояние, в градусах	Наблюденный период волны, сек.	Наблюденная средняя скорость, км/сек.	Ссылка на автора
Марианские острова	Баркли	86	80	4,68	35
			50	4,57	35
		79,4	40	4,41	35
		79,5	35	4,12	35
		79	30	4,11	35
		79,5	27	4,04	35
	Пасадена	84	21	4,4	71
		84,5	20	4,5	71
Мексика	Гонолулу	46,5	15	4,3	71
			25	4,5	71
		50	8	4,0	71
			15	4,4	71
Ново-Гебридские острова	Баркли	86,7	20	3,97	35
		85	30	4,11	35
		84,5	30	4,07	35
		86	30	4,09	35
				4,08	35
		84,7	30	4,13	35
		80	36	4,04	35
		86,5	36	4,17	35
		86+	38	4,17	35
		85	40	4,14	35
		87,7	40	4,12	35

Таблица 42 *(продолжение)*

Район эпицентра	Местонахождение сейсмической станции	Расстояние, в градусах	Наблюденный период волны, сек.	Наблюденная средняя скорость, км/сек.	Ссылка на автора
Ново-Гебридские острова	Баркли	82,7	40	4,21	35
		86	50	4,43	35
	Уанкайо	112	24	4,3	71
Самоа	Баркли	74	30	4,27	35
		72,5	30	4,03	35
	Уанкайо	93	40	4,5	71
Острова Санта-Круц	Уанкайо	114	65	4,4	71
	Пасадена	84,5	40	4,5	71
Соломоновы острова	Баркли	85	22	4,3	71
		90,5	40	4,08	35
		89,5	50	4,52	35
		92	48	4,31	35
		87	48	4,50	35
		88,7	48	4,50	35
		87,7	48	4,49	35
				4,46	35
		92	40	4,26	35
		88,5	40	4,15	35
		86,5	40	4,18	35
		88,8	40	4,22	35
		88	40	4,12	35
		89	40	4,20	35
		88,5	37	4,15	35

Таблица 42 *(продолжение)*

Район эпицентра	Местонахождение сейсмической станции	Расстояние, в градусах	Наблюденный период волны, сек.	Наблюденная средняя скорость, км/сек.	Ссылка на автора
Соломоновы острова	Баркли	89,5	36	4,36	35
		86	36	4,17	35
		87,5	35	4,20	35
		86,5	30	4,06	35
		87,5	29	4,14	35
		90+	26	4,07	35
		85,5	45	4,5	71
			19	4,4	71
	Хайви	88,5	52	4,5	71
	Гавайские острова	52	36	4,5	71
			33	4,2	71
	Гонолулу	51	11	4,0	71
			24	4,5	71
	Уанкайо	116	40	4,3	71
			28	4,3	71
		119	48	4,4	71
	Ла-Холла	88,5	48	4,5	71
	Ла-Пас	124	100	4,6	71
			60	4,5	71
		133,5	60	4,42	35
			50	4,32	35
	Гора Гамильтон	92+	48	4,31	35
		86	45	4,5	71
			20	4,4	71
	Гора Вильсон	88	50	4,5	71

Таблица 42 *(продолжение)*

Район эпицентра	Местонахождение сейсмической станции	Расстояние, в градусах	Наблюденный период волны, сек.	Наблюденная средняя скорость, км/сек.	Ссылка на автора
Соломоновы острова	Гора Вильсон		12	4,2	71
	Пасадена	88	25	4,5	71
			22	4,4	71
		91	35	4,6	71
			10	4,0	71
		86,5	25	4,5	71
			14	4,3	71
		88	18	4,4	71
			46	4,5	71
			17	4,4	71
	Риверсайд	88,5	50	4,5	71
	Санта-Барбара	86,5	54	4,5	71
	Санта-Клара	86	38	4,1	71
	Сант-Яго	114	70	4,5	71
	Ситтл	88,5	52	4,5	71
	Ситка	85	60	4,5	71
			30	4,5	71
			16	4,0	71
				4,4	71
	Станфорд	85,5	30	4,4	71
			18	4,3	71
	Тинемаха	88,5	48	4,5	71
	Укиа	85,5	28	4,5	71
	Виктория	88	53	4,5	71
			45	4,5	71

Таблица 43

СКОРОСТЬ ПОПЕРЕЧНЫХ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН В ЗАПАДНОЙ И ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТЯХ ТИХОГО ОКЕАНА

Район эпицентра	Местонахождение сейсмической станции	Расстояние, в градусах	Наблюденный период волны, сек.	Наблюденная средняя скорость, км/сек.	Ссылка на автора
Япония	Батавия	51,6	22	3,39	58
			30	3,45	58
			35	3,91	58
	Малабар	50,8	22	3,04	58
			60—70	4,21	58
	Манила	26,5	16	3,47	58,71
Соломоновы острова	Гонгконг	57	37	4,2	71
	Кобэ	51,5	54	4,3	71
			47	4,3	71
	Манила	47,5	19	3,5	71
	Фу-Лиен	62,5	41	4,2	71
			25	3,7	71
	Токио	50,5	54	4,1	71
			45	4,0	71
			23	3,8	71
	Цикавей	56,5	55	4,4	71
			22	3,9	71

Таблица 44

СКОРОСТЬ ПОПЕРЕЧНЫХ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН В АРКТИКЕ

Район эпицентра	Местонахождение сейсмической станции	Расстояние, в градусах	Наблюденный период волны, сек.	Наблюденная средняя скорость, км/сек.	Ссылка на автора
Аляска	Абиско	51	36	4,4	71
		53	36	4,1	71
		56	26	4,0	71
	Копенгаген	63,9	60	4,45	35

Таблица 44 *(продолжение)*

Район эпицентра	Местонахождение сейсмической станции	Расстояние, в градусах	Наблюденный период волны, сек.	Наблюденная средняя скорость, км/сек.	Ссылка на автора
Аляска	Копенгаген		55	4,37	71
	Хельсинки	57,5	40	4,3	71
		64,5	24	4,3	71
	Кью	65,3	70	4,19	35
	Ленинград	61,9	60	4,46	35
	Оксфорд	65	60	4,28	35
	Пулково	62	65	4,42	35
	Упсала	58	45	4,2	71
		62	36	4,2	71
		64,5	40	4,1	71
		60,7	60	4,38	35

Таблица 45

СКОРОСТЬ ПОПЕРЕЧНЫХ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН В АТЛАНТИЧЕСКОМ ОКЕАНЕ (по Гутенбергу и Рихтеру[71])

Район эпицентра	Местонахождение сейсмической станции	Расстояние, в градусах	Наблюденный период волны, сек.	Наблюденная средняя скорость, км/сек.
Центральная часть Атлантического океана	Гарвард	69,5	28	4,1
	Сан-Хуан	56	32	4,1
			20	4,0
	Скорсби-Саунд	60	32	4,3
			19	4,2
	Технологический (?) (Technology)	66,5	22	4,4
Восточная часть Атлантического океана . . .	Сан-Хуан	47	40	4,5
			32	4,3
	Скорсби-Саунд	31,5	22	4,0

Таблица 45 *(продолжение)*

Район эпицентра	Местонахождение сейсмической станции	Расстояние, в градусах	Наблюденный период волны, сек.	Наблюденная средняя скорость, км/сек.
Северная часть Атлантического океана . . .	Ивигтут	8,5	12	3,8
	Скорсби-Саунд	15,5	11	3,9
			9	3,7
Южная часть Атлантического океана	Ла-Плата	33	25	4,2
			40	4,5
		38	22	4,2
		39,5	22	4,4
	Рио-де-Жанейро	38,25	28	4,1
		41,5	20	4,0
		43	18	4,1
	Скорсби-Саунд	124	30	4,3

Таблица 46

СКОРОСТЬ ПОПЕРЕЧНЫХ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН В ИНДИЙСКОМ ОКЕАНЕ (по Гутенбергу и Рихтеру [71])

Район эпицентра	Местонахождение сейсмической станции	Расстояние, в градусах	Наблюденный период волны, сек.	Наблюденная средняя скорость, км/сек.
Мадагаскар	Аделаида	65	33	4,0
	Бомбей	53,5	20	4,1
				4,0
	Коломбо	46	16	3,9
	Мельбурн	69,5	45	4,4
	Перт	49	11	4,2
			14	4,0
	Веллингтон	86	50	4,4
			30	4,3
Соломоновы острова . .	Иоганнесбург	74	25	4,0
			33	4,2
			45	4,1
	Тананарив	55,5	29	4,5
			25	4,4

Таблица 47

СКОРОСТЬ ПСЕВДОРЕЛЕЕВСКИХ ВОЛН В АМЕРИКЕ
(по Гутенбергу и Рихтеру [71])

Район эпицентра	Местонахождение сейсмической станции	Расстояние, в градусах	Наблюденный период волны, сек.	Наблюденная средняя скорость, км/сек.
Аляска	Сен-Луи	42	17	2,9
Баффинов залив	Пасадена	46	70	4,0
			45	3,9
			22	3,5
Чили	Ла-Плата	12,5	30	3,2
		18	18	2,8
Колумбия	Ла-Пас	25	15	3,0
	Рио-де-Жанейро	42,5	10	3,1
Эквадор	Уанкайо	11	12	2,8
	Ла-Плата	38	30	2,7
Гондурас	Пасадена	34	40	3,8
Мексика	Флориссан	25	30	3,4
	Джорджтаун	31	24	3,3
	Гарвард	36,5	8	2,9
	Ла-Холла	19	17	3,4
	Оттава	34	45	3,8
	Пасадена	17,5	25	3,6
			16	3,3
		18,5	30	3,7
			22	3,6
	Сен-Луи	25	12	3,1
Никарагуа	Пасадена	37	30	3,4
			25	3,4
Панама	Пасадена	42	25	3,4
			30	3,4
Перу	Ла-Плата	24	15	3,1
Техас	Шарлоттсвилл	22	24	3,4
Юта	Флориссан	18	12	3,4
			7	3,1
	Джорджтаун	27,5	8	3,2
	Сен-Луи	18	10	3,1

Таблица 48

СКОРОСТИ ПСЕВДОРЕЛЕЕВСКИХ ВОЛН В ЕВРАЗИИ
(по Гутенбергу [58])

Район эпицентра	Местонахождение сейсмической станции	Расстояние, в градусах	Наблюденный период волны, сек.	Наблюденная средняя скорость, км/сек.
Япония	Картуха	99,8	16	2,91
			20	3,11
	Де-Бильт	83,9	13	2,79
			15	2,86
			24	3,15
			16	2,96
			20	3,02
	Фельдберг	84,1	13	2,74
				2,81
	Гамбург	80,9	13	2,76
			15	2,70
				2,94
			16	2,91
	Хоенхейм	84,5	17	2,66
			36	3,85
	Иена	82,3	13	2,71
				2,74
			14	2,81
			16	2,92
	Мюнхен	84,4	13	2,81
			14	2,85
	Потсдам	80,6	13	2,68
	Равенсбург	85,5	14	2,69
	Упсала	73,5	14	2,66
			17	2,83
	Цюрих	86,5	14	2,83
			18	2,96

Таблица 49

СКОРОСТЬ ПСЕВДОРЕЛЕЕВСКИХ ВОЛН В РАЙОНЕ ТИХОГО ОКЕАНА, ЗА ИСКЛЮЧЕНИЕМ ЕГО ЗАПАДНОЙ И ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТЕЙ

Район эпицентра	Местонахождение сейсмической станции	Расстояние, в градусах	Наблюденный период волны, сек.	Наблюденная средняя скорость, км/сек.	Ссылка на автора
Алеутские острова . . .	Ла-Холла	53	25	4,0	71
	Пасадена	44	28	4,0	71
		40,5	25	4,0	71
			17	3,9	71
Острова Бисмарка . . .	Пасадена	92	29	4,0	71
			34	4,1	71
			22	3,9	71
		93	35	4,0	71
			26	3,9	71
		94	30	4,0	71
		95	35	4,0	71
Острова Бонин	Уанкайо	140	32	4,0	71
Чили	Веллингтон	83	30	4,0	71
		85,5	35	4,1	71
		93,5	30	4,0	71
			24	4,0	71
Остров Пасхи	Баркли	64	27	3,9	71
	Уанкайо	38	12	3,9	71
Галапагосские острова	Пасадена	41,5	22	3,9	71
Гавайские острова . . .	Пасадена	36	21	4,0	71
Япония	Баркли	74,8	16	2,68(?)	58
	Уанкайо	137	33	3,9	71
	Гонолулу	55,9	15	2,38	58
			17	3,09	58
			24	3,91	58
			27	4,32	58
	Ла-Пас	149,0	20	3,43	58
			21	3,52	58
			27	3,71	58
	Пасадена	75	25	4,0	71
		89	36	4,1	71
			32	4,1	71
Камчатка	Пасадена	57	30	4,0	71
			23	3,7	71
		67	20	3,8	71
Острова Кермадек . . .	Пасадена	84,5	33	4,0	71
			20	3,7	71

Таблица 49 *(продолжение)*

Район эпицентра	Местонахождение сейсмической станции	Расстояние, в градусах	Наблюденный период волны, сек.	Наблюденная средняя скорость, км/сек.	Ссылка на автора
Мексика	Гонолулу	50	25	4,0	71
		58	30	4,1	71
Ново-Гебридские острова	Уанкайо	112	30	3,8	71
				4,0	71
	Пасадена	83	32	4,0	71
		86	24	4,0	71
		87	25	4,0	71
Самоа	Баркли	69	30	4,1	71
	Уанкайо	96	24	4,0	71
	Пасадена	71	30	4,0	71
			34	4,0	71
			24	3,9	71
			21	3,9	71
		72	25	4,1	71
Острова Санта-Круц . .	Пасадена	84,5	35	4,1	71
				4,2	71
		85	36	4,0	71
Соломоновы острова . .	Баркли	85,5	34	4,1	71
	Уанкайо	116	30	3,9	71
		119	30	4,0	71
	Ла-Холла	88,5	30	4,0	71
	Пасадена	88	35	4,0	71
			28	4,0	71
			25	3,9	71
			40	4,1	71
			30	4,0	71
			33	4,1	71
			27	4,0	71
		91	33	4,2	71
			22	4,1	71
			25	3,9	71
		91,5	35	4,2	71
				4,0	71
		86,5	30	4,1	71
			24	4,0	71
	Санта-Барбара	86,5	33	4,1	71
			32	4,1	71
	Тинемаха	88,5	35	4,0	71

Таблица 50

СКОРОСТЬ ПСЕВДОРЕЛЕЕВСКИХ ВОЛН В ЗАПАДНОЙ И ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТЯХ ТИХОГО ОКЕАНА

Район эпицентра	Местонахождение сейсмической станции	Расстояние, в градусах	Наблюденный период волны, сек.		Ссылка на автора
Япония	Батавия	51,6	14	2,45	58
			23	3,11	58
Соломоновы острова . .	Апия	36	22	3,7	71
			7	3,6	71
	Кобэ	51,5	19	3,5	71
	Ривервью	25	33	3,9	71
	Токио	50,5	50	3,8	71
			18	3,5	71

Таблица 51

СКОРОСТЬ ПСЕВДОРЕЛЕЕВСКИХ ВОЛН В АРКТИКЕ (по Гутенбергу и Рихтеру [71])

Район эпицентра	Местонахождение сейсмической станции	Расстояние, в градусах	Наблюденный период волны, сек.	Наблюденная средняя скорость, км/сек.
Аляска	Абиско	51	30	3,7
		56	24	3,7
	Скорсби-Саунд	45	30	3,5
	Упсала	58	30	3,8
		64,5	28	3,6

Таблица 52

СКОРОСТЬ ПСЕВДОРЕЛЕЕВСКИХ ВОЛН В АТЛАНТИЧЕСКОМ ОКЕАНЕ (по Гутенбергу и Рихтеру [71])

Район эпицентра	Местонахождение сейсмической станции	Расстояние, в градусах	Наблюденный период волны, сек.	Наблюденная средняя скорость, км/сек.
Северная часть Атлантического океана . .	Гарвард	27	22	3,4
	Ивигтут	8,5	20	3,7
			12	3,4
	Скорсби-Саунд	15,5	8	3,3
Южная часть Атлантического океана . .	Ла-Плата	33	30	3,9
	Скорсби-Саунд	124	22	3,7

Таблица 53

СКОРОСТЬ ПСЕВДОРЕЛЕЕВСКИХ ВОЛН В ИНДИЙСКОМ ОКЕАНЕ
(по Гутенбергу и Рихтеру [71])

Район эпицентра	Местонахождение сейсмической станции	Расстояние, в градусах	Наблюденный период волны, сек.	Наблюденная средняя скорость, км/сек.
Мадагаскар . . .	Батавия	53	23	3,9
			20	4,1
	Бомбей	53,5	22	3,9
				3,8
	Крисчерч	83	30	4,0
			27	3,9
	Мельбурн	69,5	24	3,9
	Тананарив	55,5	27	4,0
	Веллингтон	86	27	3,9
			30	4,0

При осреднении этих годографов игнорировались особенности строения земной коры как вблизи станции, так и в районе эпицентра, и предполагалось, что очаги находятся на поверхности Земли. Даже последние таблицы Джеффриза [94, 96] и Гутенберга и Рихтера [71] содержат статистически осредненные данные и отражают недостаточное знание граничных условий. Интерпретация статистически осредненных годографов позволяет сделать ряд ценных выводов. Разумно округляя имеющиеся числа, можно добиться удовлетворительного соответствия [73] между осредненными и наблюдаемыми при отдельных землетрясениях временами пробега.

Однако если различия между этими величинами действительно существуют, то они будут представлять собой очень ценный материал, который теряется при осреднении. Есть основания [121, 175, 177] полагать, что различия во временах пробега сейсмических волн для разных районов значительно превышают ошибки наблюдений и что эти различия между отдельными землетрясениями больше различий между современными годографами, как-то: таблицами Джеффриза [101], Джеффриза и Буллена [104], Гутенберга и Рихтера [71] и автора этой статьи [134, 140]. Дальнейшее развитие наших знаний о строении Земли зависит от того, сумеем ли мы, во-первых, с большей точностью измерять времена прихода волн от одного землетрясения к большому числу станций, равномерно расположенных на всех эпицентральных расстояниях, и, во-вторых, сможем ли мы точно и независимо от существующих годографов определять положение эпицентра и глубину очага каждого земле-

трясения, строение земной коры вблизи очага и в районе станций и, наконец, точное время возникновения землетрясения в очаге. Все это можно будет определить лишь при наличии большого числа высокочувствительных сейсмографов на станциях и точной службы времени.

Отдельные годографы были построены Олдгэмом для ассамского землетрясения (12 июня 1897 г.), Омори для землетрясения в Кангра (4 апреля 1905 г.), Рейдом для калифорнийского землетрясения (18 апреля 1906 г.), Риццо [169] для мессинского землетрясения (28 декабря 1908 г.) и многими другими. Но в то время исследователи не располагали ни чувствительными приборами, ни точным временем вступления волн, которые, как мы теперь знаем, совершенно необходимы для решения всех этих задач. Тем не менее, кривая Риццо для мессинского землетрясения была поразительно точна на значительном интервале эпицентральных расстояний.

Землетрясение 7 марта 1927 г. в Танго (Япония), которое произошло в районе, покрытом сетью сейсмических станций, и было записано на значительной территории многочисленными усовершенствованными сейсмографами, дало Ходжсону [83, 84, 85, 87] возможность построить годограф, основанный на точных исходных данных. Годограф был построен с большой точностью для эпицентральных расстояний от 2 до 8° и от 50 до 100°. Дам [39] показал, что глубина очага сильного землетрясения в заливе Хоук (Новая Зеландия), 2 февраля 1931 г., была того же порядка, что и для землетрясения в Танго, и что их годографы настолько близки, что частично перекрывают друг друга. Это дало ему возможность заключить, что недостающую часть годографа от 100 до 180° для землетрясения в заливе Хоук следует взять как продолжение годографа землетрясения в Танго. Как уже говорилось выше, Буллен [25] при изучении новозеландских землетрясений пытался подтвердить это заключение, означавшее, что строение земной коры здесь такое же, как и в районе Танго.

Согласно данным Вуда и Гутенберга, очаг землетрясения в Лонг-Бич (Калифорния), 10 марта 1933 г., находился на глубине 10 км, т. е. был того же порядка, что и глубина очага землетрясения в Танго. По этой причине Дам и автор этой статьи [134] обработали сейсмограммы для эпицентральных расстояний от 8 до 50° и построили годограф, основываясь на данных о положении эпицентра и времени возникновения волн в очаге, полученных Вудом [215] на материале южнокалифорнийских станций. Оказалось, что этот годограф соединяется у обоих концов вышеупомянутого интервала с годографом землетрясения в Танго, хотя строение земной коры в Калифорнии иное, чем в Танго. Эти три годографа, построенные совершенно независимо от предыдущих, образуют почти непрерывную линию, покрывая все эпицентральные расстояния от 0 до 180°.

ИЗУЧЕНИЕ ГЛУБОКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Работы Вадати [205], Скрэза [180, 181, 182], Стонели [193], Штехшульте [191, 192], Брэннера [22, 23, 24], Гутенберга и Рихтера [70, 72] показали, что землетрясения происходят на глубинах до $^1/_{10}$ радиуса Земли и что, как и следовало ожидать, глубина очага сильно влияет на время пробега сейсмических волн.

Термин *глубокофокусное* * землетрясение не вполне удачен, но сейсмологи еще не нашли для него лучшей замены. Автор предложил называть *плутоническими* землетрясения, *очаг которых находится на любой глубине ниже границы Мохоровичича* или глубже основания земной коры. Под границей Мохоровичича мы подразумеваем поверхность разрыва непрерывности свойств, у которой происходит преломление волн от близких землетрясений с очагом выше этой поверхности **. Такие землетрясения могут быть вулканическими и тектоническими. Вулканические землетрясения, в отличие от плутонических, связаны с деятельностью вулканов и обычно имеют очень мелкие очаги. Тектонические землетрясения считаются *нормальными*, если их очаг находится на глубине 10—15 км от поверхности Земли ***. Под очагом мы подразумеваем здесь источник тех волн P и S, которые при данном землетрясении первыми прибывают к пункту наблюдения.

В нашем распоряжении нет методов непосредственного определения глубины очага. Мы можем наблюдать лишь время прихода различных волн на станции, разбросанные по поверхности Земли. На основании этих данных мы подсчитываем одним из методов время, необходимое для того, чтобы волна P или S прошла вертикально вверх от очага до эпицентра. Проблема определения глубины на основании этого времени такова же, как и проблема определения глубины при разведке отражающей границы. Прежде всего должна быть установлена *средняя скорость* распространения волн между очагом и поверхностью Земли. Ее можно определить по годографу, зная достаточно точно время пробега и структуру земной коры. В настоящее время мы располагаем лишь приблизительными данными о глубинах очагов. Тем не менее, эти данные представляют большой шаг вперед по сравнению с тем, что было известно в предшествовавшее десятилетие, и, несомненно, что порядок величины теперь определяется правильно.

Плутонические землетрясения являются важным фактором при исследовании строения не только коры, но также и более глубоких

---

* В русской литературе принят термин *глубокое землетрясение. (Прим. ред.)*

** Испытав преломление при критическом угле, волны P_n и S_n распространяются затем вдоль этой поверхности в нижележащей среде. *(Прим. ред.)*

*** *Нормальными* принято называть землетрясения с очагом внутри земной коры. *(Прим. ред.)*

недр Земли. Следует отметить, что плутонические землетрясения могут быть очень сильными и возбуждать интенсивные поперечные волны, или волны сдвига. Поэтому мы с полным основанием можем сказать, что в недрах Земли, по крайней мере до глубины 700 км, накапливается значительная потенциальная энергия упругих напряжений, которые, повидимому, имеют преимущественно сдвиговый характер (подробнее см. в гл. IX).

ЗАВИСИМОСТЬ СКОРОСТИ ОТ ГЛУБИНЫ

Для определения скорости объемных сейсмических волн * как функции глубины, когда известны *истинная* и *кажущаяся* скорости волн на земной поверхности, были предложены два весьма эффективных, хотя и трудоемких, метода. Один из них предложен Ноттом [109] и основан на решении абелевского интегрального уравнения способом Бэйтмана [13]. Другой метод разработан Вихертом и Гейгером [213] и основан на решении того же уравнения по способу Герглоца [79]. Уравнение Бэйтмана — Нотта имеет вид:

$$f(p)^{**} = p\int_{p}^{\frac{1}{V}} \frac{\partial/\partial u\,(\ln r)\,du}{(u^2-p^2)^{\frac{1}{2}}}, \tag{38}$$

а его решение:

$$\frac{\partial}{\partial u}(\ln r) = -\frac{2}{\pi}\frac{\partial}{\partial u}\int_{u}^{\frac{1}{V}} \frac{f(p)\,dp}{(p^2-u^2)^{\frac{1}{2}}}, \tag{39}$$

интегрируя и опуская произвольную постоянную, получим:

$$\ln r = -\frac{2}{\pi}\int_{u}^{\frac{1}{V}} \frac{f(p)\,dp}{(p^2-u^2)^{\frac{1}{2}}}. \tag{40}$$

Здесь p есть параметр луча, равный кажущейся скорости волны у поверхности Земли, или, другими словами, величине изменения времени пробега с увеличением эпицентрального расстояния, измеряемого вдоль поверхности Земли; $p = d\Delta/dT$ — постоянно для любого заданного луча; v — истинная скорость сейсмической волны в радианах в секунду в любой точке, на расстоянии r от центра Земли, определяемому в долях полного радиуса Земли R; V — значение v у поверхности Земли; $u = r/v$.

* Т. е. волн P и S в прежних обозначениях. *(Прим. ред.)*

** $f(p)$ — половина эпицентрального расстояния. *(Прим. ред.)*

Уравнение Герглоца — Вихерта имеет вид:

$$\frac{\Delta}{2R}=\frac{1}{V_\Delta}\int_{V_\Delta}^{v}\frac{d(\ln r)}{\left(\frac{1}{V_r^2}-\frac{1}{V_\Delta^2}\right)^{\frac{1}{2}}}, \tag{41}$$

его решение, данное Вихертом, приводится к виду:

$$\ln\left(\frac{R}{r}\right)=\frac{1}{\pi R}\int_0^{\Delta_r} q\,d\Delta, \tag{42}$$

где R — радиус Земли; r — радиус-вектор; V_Δ — кажущаяся скорость сейсмической волны на эпицентральном расстоянии Δ; V_r — кажущаяся поверхностная скорость волны в точке выхода луча, самая глубокая точка которого находится на расстоянии r от центра Земли; Δ_r — эпицентральное расстояние выхода этого луча и $q=\operatorname{arch}\frac{V_r}{V_\Delta}$.

Герглоц сформулировал основное требование, которому должен удовлетворять годограф при его интерпретации с помощью уравнения Абеля: такой годограф должен быть всегда вогнутым по отношению к оси абсцисс — оси эпицентральных расстояний.

Витте [214] указал дальнейшие условия: 1) Землю нужно считать сферой; 2) очаг землетрясения следует считать точкой у поверхности Земли; 3) сейсмические лучи рассматриваются как плоские кривые; 4) соблюдается принцип Ферма; 5) каждый луч имеет одну, и только одну, точку, в которой касательная к лучу перпендикулярна радиусу-вектору, проведенному из центра Земли к этой точке, и притом луч должен быть симметричен относительно этой точки; 6) скорость распространения волны является функцией только глубины и не пропорциональна радиусу-вектору, проведенному из центра Земли; 7) годограф непрерывен и имеет непрерывную производную. Слихтер [187] показал, что последнее из перечисленных условий не является необходимым.

Витте [214] и Дам [39] установили, что глубина может и не быть однозначной функцией скорости, причем это не означает обязательного нарушения пятого условия.

Поэтому методы Бэйтмана и Нотта, а также Герглоца и Вихерта непригодны при наличии резкой границы разрыва первого порядка, при пересечении которой скорость меняется скачком, благодаря чему кривая годографа разделяется на две самостоятельные ветви. Так обстоит дело в земной коре, а также у наружной границы ядра. Изучение коры не представляет непреодолимых трудностей, так как истинные скорости волн, распространяющихся вниз к границе Мохоровичича, могут быть определены непосредственно по отрезкам годографов близких землетрясений. Глубину очага и структуру

эпицентральной области можно определить по некоторым благоприятно расположенным землетрясениям, как это было сделано Ходжсоном [84, 86] для землетрясения в Танго. За исключением случая плутонических землетрясений, под границу Мохоровичича проходят только те сейсмические лучи, которые заключены внутри сравнительно узкого конуса, ограниченного лучами, падающими на границу Мохоровичича под углом полного внутреннего отражения. Строение земной коры известно вблизи многих сейсмических станций. Поэтому мы можем без ущерба для точности заменить земной шар гипотетической сферой, лишенной всей ее верхней части вплоть до границы Мохоровичича, и привести годограф к этой границе.

СТРОЕНИЕ КАМЕННОЙ ОБОЛОЧКИ

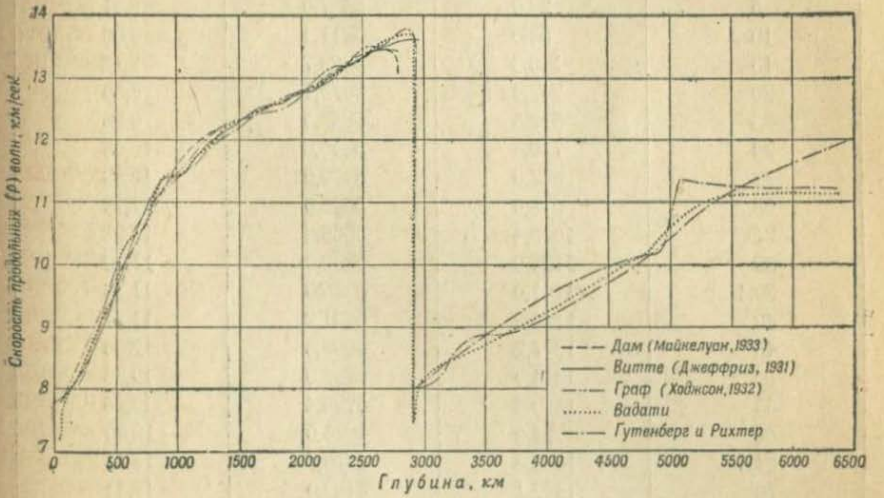
В 1907 г. Вихерт [209, 210] сообщил о результатах, полученных по его первому методу расчета пути пробега волны и скоростей на основании годографа, составленного им же и Цоппритцом [220]. Он нашел, что скорость продольных волн, которая около поверхности Земли равна примерно 8 км/сек., увеличивается на глубине 1500 км до 13 км/сек. и снова уменьшается до 10 км/сек. на еще больших глубинах. На основании этого он заключил, что предложенная им ранее гипотеза о том, что Земля состоит из каменной оболочки и металлического ядра, подтверждается и что граница между ними находится на глубине 1500 км. Принимая во внимание технические возможности того времени, его работу можно считать выдающейся, хотя его заключение о глубине ядра было преждевременно.

После опубликования в 1910 г. Вихертом, Герглоцом и Бэйтманом решения интегрального уравнения сейсмических лучей стали публиковаться данные о зависимости между скоростью сейсмических волн и глубиной. Эти расчеты были сделаны Вихертом и Гейгером [213] (1910 г.), Цоппритцом, Гейгером и Гутенбергом [222] (1911 г.), Гейгером и Гутенбергом [53] (1912 г.), Гутенбергом [55, 57, 60, 62, 65] (1914, 1923, 1927 и 1930 гг.), Мохоровичичем [151] (1915 г.), Ноттом [109] (1919 г.), Вихертом (1922 г. — не опубликованы), Репетти [168] (1927 г.), Витте [214] (1932 г.), Вадати и Оки [206] (1933 г.), Вадати и Масуда [206] (1934 г.), Гутенбергом и Рихтером [71] (1935 г.) и Дамом [39, 40, 41] (1936 г.) *.

Точность каждого упомянутого определения зависит, конечно, от точности годографа, на котором оно было основано. В прежних годографах имеются систематические ошибки, но они взаимно уравновешивают друг друга, так что результаты оказываются не такими

* В 1912—1913 гг. акад. Б. Б. Голицын, применяя свой метод, основанный на наблюдениях угла выхода сейсмической радиации, также определял скорости внутри Земли. Изв. пост. Сейсмической комиссии Российской АН, вып. VII, 1915 г. *(Прим. ред.)*

плохими, как можно было ожидать. Более современные данные Витте, Вадати, Гутенберга и Рихтера и Дама, как видно из рис. 14, согласуются между собой с поразительной точностью. Решение Витте основано на годографе Джеффриза 1932 г.; решение Вадати — на его собственном годографе и на годографе Скрэза и Крумбаха; определения Гутенберга и Рихтера основывались на годографе, составленном ими же, а расчеты Дама — на годографе Майкелуана и на его собственном годографе. Нет ни одного решения,



Р и с. 14. Скорость продольных волн в недрах Земли, как функция глубины.

основанного на годографах Джеффриза и Буллена и Джеффриза 1936 г. *. Решение Графа (табл. 59), основанное на кривой Ходжсона, приведено для сравнения на рис. 14. Числовые величины даны в табл. 54—59.

Термин *оболочка* в том смысле, в каком его понимают Вихерт и Гутенберг, означает весь комплекс материалов, залегающих между границей Мохоровичича, т. е. подошвой земной коры, и границей Вихерта — Гутенберга, т. е. наружной границей ядра. Следует сказать, что нет общей точки зрения о наличии здесь скачкообразного изменения скорости, которое свидетельствовало бы о наличии в оболочке разрыва первого порядка. Гутенберг [53, 60, 62, 71, 222], на основании главным образом своих исследований об изменении

* К настоящему времени эти авторы также произвели расчет скоростей сейсмических волн в недрах Земли. Результаты в общем почти аналогичны другим определениям такого рода, кроме тех, которые относятся к глубине порядка 5000 км, где скорость сначала уменьшается, а потом увеличивается, указывая таким образом границу внутреннего ядра Земли. См. Monthly not. Roy. astronom. Soc. Geophys. Suppl., **4**, 498—533 (1939). *(Прим. ред.)*

Таблица 54

ДАННЫЕ О ПУТЯХ И СКОРОСТИ ПРОБЕГА ПРОДОЛЬНЫХ ВОЛН В ОБОЛОЧКЕ ЗЕМЛИ

(по Репетти [168])

Δ°	d	r	v
5	29,0	6337,0	8,01
10	54,6	6311,4	8,06
15	136,3	6229,7	8,18
20	292,9	6073,1	8,55
25	512,5	5853,5	9,26
29	719,4	5646,6	10,06
32	897,0	5469,0	10,83
33,2	973,0	5393,0	11,18
35	1000,4	5365,6	11,28
39	1128,0	5238,0	11,70
39,4	1141,0	5225,0	11,76
42	1174,8	5191,2	11,81
45	1277,2	5098,8	12,03
50	1414,0	4952,0	12,36
55	1569,6	4796,4	12,65
60	1723,0	4643,0	12,90
64,5	1855,3	4510,7	13,11
70	1882,1	4483,9	13,11
75	2004,0	4362,0	13,12
77	2095,1	4270,9	13,16
80	2135,0	4231,0	13,17
85	2234,0	4132,0	12,95
90	2254,1	4111,9	13,11
95	2411,5	3954,5	13,02
100	2584,0	3782,0	13,03
105	2685,0	3681,0	

амплитуды с глубиной, утверждает, что между подошвой коры и кровлей ядра имеются три поверхности разрыва второго порядка *.

Разрывом *первого порядка* называется относительно резкая граница двух сред, в которых скорости различны; ей соответствует разрыв на кривой зависимости скорости от глубины. Разрыв второго порядка выражается в резком изменении градиента скорости распространения волн. Этому разрыву соответствует, следо-

* Эти определения весьма ненадежны. Они основаны на предположении о симметричном излучении энергии из очага. На самом деле такой симметрии нет, и все зависит от индивидуальных особенностей очага. *(Прим. ред.)*

Таблица 55

СКОРОСТЬ ВОЛН *P* И *S*
(по Витте [214])

Δ°	Волны *P*				Волны *S*			
	глубина, км		скорость, км/сек.		глубина, км		скорость, км/сек.	
	I	II	I	II	I	II	I	II
0	. . .	. . .	. . .	7,78	. . .	. . .	. . .	4,33
2,5	. . .	(5)	. . .	7,79	. . .	(4)	. . .	4,34
7,5	31	45	7,83	7,91	30	43	4,36	4,40
12,5	87	124	7,93	8,16	86	121	4,41	4,53
17,5	235	254	8,30	8,57	201	244	4,55	4,76
20,0	480	. . .	9,52	. . .	371	. . .	4,87	. . .
22,5	587	432	10,18	9,22	536	423	5,33	5,09
27,5	710	692	10,75	10,34	809	706	6,14	5,74
30,0	. . .	787	. . .	10,67				
32,5	834	872	11,14	11,02	898	908	6,36	6,24
37,5	886	973	11,22	11,30	918	996	6,36	6,38
42,5	1026	1080	11,45	11,52	999	1067	6,40	6,45
47,5	1265	1251	12,01	11,86	1178	1203	6,54	6,57
52,5	1345	1404	12,10	12,15	1323	1294	6,66	6,63
57,5	1474	1518	12,26	12,32	1429	1360	6,72	6,64
62,5	1678	1618	12,56	12,40	1558	1529	6,79	6,71
67,5	1695	1750	12,56	12,52	1578	1698	6,78	6,79
72,5	1896	1957	12,66	12,71	1779	1829	6,83	6,84
77,5	2195	2195	13,00	12,99	1975	2008	6,90	6,91
82,5	2400	2417	13,22	13,25	2196	2238	6,98	7,01
87,5	2586	2574	13,44	13,41	2598	2418	7,24	7,08
92,5	2734	2643	13,56	13,44	2746	2573	7,31	7,13
97,5	2858	2682	13,62	13,41	2817	2715	7,34	7,15
102,5	2936	2682	13,62	13,41	2891	2766	7,32	7,15
107,5	2936	2682	13,62	13,41	2943	2766	7,30	7,15

вательно, внезапное изменение наклона кривой зависимости скорости от глубины. Естественно, что за 25 лет, в течение которых Гутенберг работал над этой проблемой, появились новые данные, и он должен был изменить свои заключения о положении этих границ. В 1930 г. он считал, что поверхности разрывов, или границы, находятся на глубинах 1200 км, 1900 км и 2150 км. В 1935 г. Гутенберг и Рихтер [71] относили их, примерно, к тем же глубинам. Согласно данным Репетти (1927 г.), поверхности разрыва, или границы, второго порядка находятся на глубинах 1140 км, 1860 км и 2100 км. Его данные хорошо согласуются с данными Гутенберга, однако многие

Таблица 56

СКОРОСТЬ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В ОБОЛОЧКЕ ЗЕМЛИ
(по Вадати и Оки [206])

Δ°	Волны *P*		Волны *S*	
	глубина, км	скорость, км/сек.	глубина, км	скорость, км/сек.
0	0,0	5,00	0,0	2,79
2	28,3	7,21		
4	54,2	7,62		
6	77,2	7,80		
8	92,2	7,87		
10	114,4	7,94		
12	156,6	8,09		
14	217,5	8,35		
18	364,0	9,03		
20			423,1	5,20
22	526,5	9,83		
24	604,1	10,21	562,8	5,54
26	669,0	10,50		
28			713,1	5,92
30	774,7	10,91	780,6	6,07
35	889,2	11,24	887,9	6,25
40	988,0	11,44	1004	6,41
45	1132	11,69	1102	6,50
47	1221	11,86		
50	1317	12,07	1195	6,57
55	1441	12,27	1294	6,62
60	1548	12,37	1433	6,69
65	1671	12,49	1593	6,77
70	1827	12,62	1763	6,86
75	2054	12,85	2009	7,00
80	2314	13,15	2185	7,12
85	2530	13,42	2308	7,16
90	2723	13,62	2434	7,20
95	2872	13,74	2589	7,22
100	2977	13,79	2688	7,24

сейсмологи считают, что это совпадение случайно, так как полученные амплитуды характеризуются большими отклонениями, а годографы сильно отличаются друг от друга, что сказывается на результатах применения метода Вихерта — Герглоца.

Репетти [168] обнаружил на глубине 950 км еще одну границу, по его мнению, достаточно резкую для того, чтобы вызывать

Таблица 57

СКОРОСТЬ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В ОБОЛОЧКЕ ЗЕМЛИ
(по Гутенбергу и Рихтеру [71])

Δ, тыс. км	Волны *P*		Волны *S*	
	глубина, км (— 40 км)	скорость, км/сек.	глубина, км (— 40 км)	скорость, км/сек.
1,6	200	8,1	180	4,5
1,8	360	9,0		
2,0	. . .	. . .	380	5,0
2,4	550	10,2	550	5,5
2,8	. . .	. . .	690	5,9
3,0	720	10,8		
3,2	. . .	. . .	800	6,2
3,6	860	11,3		
3,8	. . .	. . .	930	6,4
4,0	920	11,4		
4,4	. . .	. . .	1030	6,5
4,8	960	11,4		
5,0	1070	11,5	1090	6,6
5,2	1180	11,7		
5,6	1330	12,0		
6,0	1400	12,1		
6,2	. . .	. . .	1220	6,6
6,6	1500	12,2	1510	6,7
7,0	. . .	. . .	1700	6,9
7,2	1610	12,4		
7,4	. . .	. . .	1820	7,0
7,5	1810	12,5		
7,6	1820	12,5		
7,8	. . .	. . .	1910	7,1
8,0	2050	12,9		
8,2	. . .	. . .	1980	7,1
8,4	2250	13,2		
8,8	2340	13,2		
9,2	2490	13,5		
9,6	. . .	. . .		
9,8	2580	13,5	2100	7,0
10,0	. . .	. . .	2150	7,0
10,4	2850	13,8	2320	7,0
10,8	. . .	. . .	2720	7,2
11,5	2920	13,7	2960	7,3

Таблица 58

СКОРОСТЬ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В ОБОЛОЧКЕ ЗЕМЛИ
(по Даму 40,41)

Δ° (округленно)	Годограф *P* волн Майкелуана		Землетрясение в Лонг-Бич			
			Годограф *P* волн		Годограф *S* волн	
	глубина, км	скорость, км/сек.	глубина, км	скорость, км/сек.	глубина, км	скорость км/сек.
0	16	7,75	. . .			
8	59	7,82				
9	. . .	. . .	. . .	. . .	55	4,66
10	93	7,91				
11	. . .	. . .	57	7,94	70	4,66
12	140	8,06				
13	. . .	. . .	74	7,94	93	4,77
14	199	8,28				
15	. . .	. . .	131	7,99	128	4,49
16	267	8,56	227	8,27	155	4,51
18	350	8,94	335	8,83	195	4,56
19	. . .	. . .	419	9,33	308	4,76
20	433	9,33				
21	. . .	. . .	469	9,56	452	5,13
22	509	9,62				
23	. . .	. . .	. . .	. . .	586	5,56
24	573	9,97	611	10,21	679	5,86
26	639	10,25	. . .	. . .	743	6,04
28	712	10,54	775	10,98	785	6,15
30	789	10,84				
31	829	11,00				
32	866	11,14	873	11,36	844	6,24
36	981	11,54	947	11,55	904	6,31
40	1076	11,79	1023	11,70	978	6,37
44	1156	11,95	1101	11,83	1077	6,46
48	1236	12,08	1186	11,94	1191	6,55
52	1319	12,18	1286	12,06	1294	6,63
56	1408	12,28	1412	12,21	1384	6,69
60	1510	12,37	1533	12,36	1469	6,72
64	1621	12,47	1659	12,49	1560	6,76
68	1762	12,59	1765	12,59	1670	6,79
72	1925	12,76	1885	12,68	1865	6,88
76	2108	12,96	2055	12,83	2052	6,99
80	2316	13,22	2278	13,09	2177	7,05
84	2423	13,33	2531	13,44	2324	7,11
88	2523	13,39	2644	13,57	2462	7,16
92	2628	13,44	2680	13,58	2539	7,18
95	2678	13,45				
98	2717	13,45				
100	. . .	. . .	. . .	. . .	2704	7,18
102,5	2780	13,42	. . .	. . .	2737	7,17

Таблица 59

СКОРОСТЬ ПРОДОЛЬНЫХ ВОЛН В ОБОЛОЧКЕ ЗЕМЛИ
(вычислено Графом из годографа Ходжсона для землетрясения 7 марта 1927 г. в Танго, Япония)

Δ° (округленно)	Глубина, км	Скорость, км/сек.	Δ° (округленно)	Глубина, км	Скорость, км/сек.
10	92	7,94	52	1353	12,21
12	167	8,30	56	1410	12,27
14	216	8,53	60	1480	12,32
16	275	8,79	64	1628	12,44
18	348	9,14	68	1806	12,66
20	414	9,45	72	1910	12,76
24	528	9,90	76	1993	12,80
28	675	10,47	80	2256	13,07
32	819	11,01	84	2458	13,32
36	923	11,32	88	2560	13,41
40	1023	11,58	92	2638	13,45
44	1102	11,72	96	2705	13,45
48	1271	12,08	100	2763	13,44

отражение*. Он полагал, что на опубликованных им сейсмограммах ему удалось установить наличие отражения с этой глубины. Работы Витте [214] и Дама [39, 40, 41] подтверждают наличие границы Репетти, но их данные показывают, что в действительности изменения скорости, вероятно, не так резки, как это следует из работ Репетти. Тем не менее, граница Репетти очень важна, ибо она, повидимому, расположена у нижней поверхности области очень быстрого увеличения скорости с глубиной.

ЗАКЛЮЧЕНИЯ ОТНОСИТЕЛЬНО ХАРАКТЕРА И ГЛУБИНЫ ПЕРЕХОДА К ЯДРУ

Наличие теневой зоны и фокальных зон, повидимому, не оставляет сомнения в существовании ядра Земли. Для определения его размера пользовались несколькими методами. В одном из методов использована глубина вершины луча, скользящего по поверхности ядра и выходящего на земную поверхность в самом начале теневой зоны. В другом методе используется время пробега волн, отраженных от наружной границы ядра. Третий — основан на волнах, преломленных ядром. Все эти методы зависят от характера переходной оболочки. Еще одна трудность возникает вследствие невозможности определить с требуемой точностью, где именно кончается криволинейная и начинается прямолинейная часть годографа. Это почти невозможно сделать из-за нечеткости такого перехода. Резуль-

* Такие отраженные волны были обнаружены. См. *Саваренский, Е. Ф.* Труды Сейсм. инст. АНСССР, № 106, 1940 г. *(Прим. ред.)*

таты измерений содержат значительные случайные отклонения и могут представлять также и другие волны. Кроме того, амплитуды уменьшаются не сразу, а постепенно на интервале между 90 и 110° эпицентрального расстояния. Следовательно, при тех недостаточных знаниях, которыми мы располагаем в настоящее время, не найдется двух сейсмологов, имеющих одинаковое мнение относительно точного расстояния, на котором появляется скользящий по поверхности ядра луч, и даже относительно того, существует ли вообще такой луч. Различные данные о наклоне прямолинейной части годографа нельзя согласовать по причине сильного разброса точек на годографе, построенном на основании наблюдений. Кроме того, кривизна криволинейной части годографа, примыкающей к прямолинейному отрезку, так незначительна, что уверенно определить наклон годографа невозможно, хотя определение этого наклона является основой при применении метода Вихерта — Герглоца. Поэтому данные о скорости волн в глубоких частях оболочки, по мере приближения к ядру, становятся все менее и менее надежными, что и вызывает неуверенность в определении глубины ядра на основании времени пробега волн, отраженных его поверхностью. Гутенберг и Рихтер [71] построили сглаженные годографы волн P, S, P_cP и S_cS для множества землетрясений, допуская наличие большого числа промежуточных параллельных годографов P и S. Считая, что прямолинейная часть годографа начинается на эпицентральном расстоянии 103°, они нашли, что сейсмический луч, выходящий на этом расстоянии на земную поверхность, проникает на глубину 2900 км, на такой же глубине происходит, по их данным, отражение продольных и поперечных волн. Согласно предыдущим исследованиям Гутенберга [55, 57], на этой глубине должна находиться граница ядра. С другой стороны, по данным Дама [39, 40], криволинейная часть годографа начинается на эпицентральном расстоянии 102°,5. Согласно его расчету, по методу Вихерта — Герглоца, луч, который выходит у 102°,5, не проникает глубже 2780 км. Такая глубина границы ядра не совпадает с наблюдаемым временем пробега волн P_cP (табл. 60); с другой стороны, трудно согласовать непрерывное уменьшение скорости с фактом отражения волн P_cP на глубине 2900 км. Чтобы согласовать эти данные, Дам предположил, что на границе между ядром и оболочкой существует переходной слой с постоянной скоростью. Он нашел, что для образования волн P_cP с наблюдаемым временем пробега достаточно допустить наличие промежуточного слоя мощностью в 220 км, в котором происходит резкое уменьшение скорости с 13,42 км/сек. до 12,57 км/сек. Таким образом, согласно этой гипотезе основная граница должна находиться на глубине 3000 км (рис. 17). Вероятно, это не единственное решение, но оно могло бы привести к изменению гипотезы о переходном слое Вашингтона и Адамса или о переходном слое «ground glass» Джеффриза [103].

или, наконец, о «скользящем» отражении Шмидта [176]. Большинство сейсмологов поддерживает предположение Вихерта о том, что продолжение волны P с меньшими амплитудами в зону тени вызывается диффракцией лучей на границе ядра. Происходит ли в действительности диффракция, диффузное отражение или простое преломление — это вопрос, на который мы сумеем ответить только тогда, когда в нашем распоряжении будет больше теоретических обобщений и фактических данных. Вихерт [210] показал, что *внезапное уменьшение* скорости с глубиной, было бы *достаточным* для образования теневой и фокальной зон. Однако внезапное уменьшение скорости, как показал Юнг [107], очевидно, не является необходимым условием. Юнг установил, что теневая и фокальная зоны неизменно должны возникнуть независимо от того, происходит ли уменьшение скорости скачком или постепенно, при условии, что $\frac{dv}{dr} < v/r$, где v — скорость, а r — расстояние от центра Земли. Он доказал, что эти явления могут иметь место даже в случае *правильных сейсмических лучей*, искривление которых таково, что они обходят центр Земли по выпуклой кривой. Однако в любом из рассмотренных случаев необходимо допустить наличие ядра с меньшей скоростью распространения волн, чем в оболочке.

ЗАКЛЮЧЕНИЯ ОТНОСИТЕЛЬНО ЗЕМНОГО ЯДРА

Несмотря на то, что состав и свойства земного ядра до сих пор в точности неизвестны, в настоящее время накоплен ряд фактов, позволяющих надеяться на решение этого вопроса. Повидимому, нет причин сомневаться в том, что скорость распространения сейсмических волн сильно уменьшается в центральной части Земли. Об этом свидетельствует наличие теневой зоны, а также небольшая средняя скорость продольных волн, или волн сжатия, распространяющихся вдоль диаметра Земли. Положение и ширина тени дают приблизительное представление о размере этого ядра. Рано говорить о действительном радиусе ядра, пока мы не можем точно определить характер его границы или, другими словами, характер и мощность переходного слоя или слоев. Наибольшая глубина, достигаемая лучами, появляющимися как раз перед теневой зоной, почти наверняка находится примерно на половине радиуса Земли. Эта глубина, вероятно, порядка $\frac{5}{11}$ радиуса Земли.

Ширина теневой зоны немногим более 40°, ее положение зависит от глубины очага, но обычно приходится на гипоцентральные расстояния от 102 до 143°.

На расстоянии примерно 143° на сейсмических записях появляется очень интенсивная новая волна, с временем пробега, значительно большим, чем у P. По характеру она похожа на продоль-

Таблица 60

ВРЕМЕНА ПРОБЕГА ПРОДОЛЬНЫХ ВОЛН, ОТРАЖЕННЫХ ОТ ЯДРА ЗЕМЛИ

По Даму (ссылка 40)		По Гутенбергу и Рихтеру (ссылка 71)	
Δ°	Время пробега *PcP*, мин. сек.	Δ°	Время пробега *PcP*, мин. сек.
10	8 47	0,0	8 38
15	8 48	13,9	8 40
20	8 52	21,0	8 52
25	9 01	28,1	9 11
30	9 15	35,2	9 29
35	9 30	41,9	9 51
40	9 46	48,0	10 11
45	10 02	56,5	10 41
50	10 18	68,0	11 25
55	10 36	78,6	12 10
60	10 54		
65	11 13		
70	11 34		
75	11 55		
80	12 16		
85	12 38		
90	13 01		
95	13 24		
100	13 47		

ную, и Ангенхайстер [7, 8] назвал ее *P'*. Поскольку вначале *P'* использовалась для обозначения лучей, возникающих за пределами 180°, Бастингс предложил называть эту волну *PKP*. Ангенхайстеру удалось проследить ее годограф обратно, от 143 до 100°. Однако в этом интервале за пределами 102,°5 волны *P'* или *PKP*, так же, как и прямая волна *P*, мало интенсивны. Автор[130] этой работы раньше считал, что внезапность возрастания амплитуды у наружного края теневой зоны является убедительным доказательством существования резкой границы ядра. Однако мы теперь знаем, что это не так. Рассмотрение рис. 15, на котором приводится построенная Гутенбергом схема фронтов продольных волн и лучей в разрезе Земли, показывает, что волны, преломившиеся через ядро, могут достигнуть любой точки, удаленной больше чем на 145° от очага, двумя различными путями и в два разных момента времени. Поэтому годограф будет состоять из двух ветвей, которые совпадают примерно на 143°. То, что годограф состоит из двух ветвей, было предсказано Гутенбергом [55], который в 1914 г. определил и опубликовал время

пробега волн для каждой ветви. Он рассмотрел 28 различных гипотез о распределении скоростей в земном ядре и избрал из них ту, которая, ему казалось, лучше других соответствует наблюдаемым временам пробега. Подсчеты и выводы Гутенберга, основанные на его гипотезах, явились стимулом к дальнейшим исследованиям в области изучения ядра Земли. Обе ветви годографа P наблюдались независимо друг от друга Леманном [124] и автором этой статьи [131] в 1930 г. Но тогда еще не было известно ни одного метода, посредством которого можно было бы использовать эти годографы непосредственно для изучения строения ядра Земли.

Вадати и Масуда [206] предложили способ применения формулы Вихерта—Герглоца для изучения структуры ядра. Они установили, что S_cS и SKS являются частями одной и той же системы падающих лучей и могут быть использованы для построения годографа, приведенного к поверхности ядра *; разумеется, однако, что такой годограф будет не совсем точен, так как глубина ядра и характер переходной оболочки еще мало изучены. Определив годограф, приведенный к границе ядра, можно, пользуясь методом Вихерта—Герглоца, определить распределение скоростей внутри ядра. Таким образом, как показано на рис. 16, если луч поперечной волны S покидает A под углом i_0 и встречает ядро под углом падения i, то энергия частично отразится в точке B волной S_cS под тем же углом i, и вернется к поверхности Земли в точке C под первоначальным углом i_0. Другая часть энергии преломится через ядро и пройдет путь от B до D в виде продольной волны. Нам неизвестен угол преломления и неизвестна кривизна отрезка BD, но каковы бы ни были

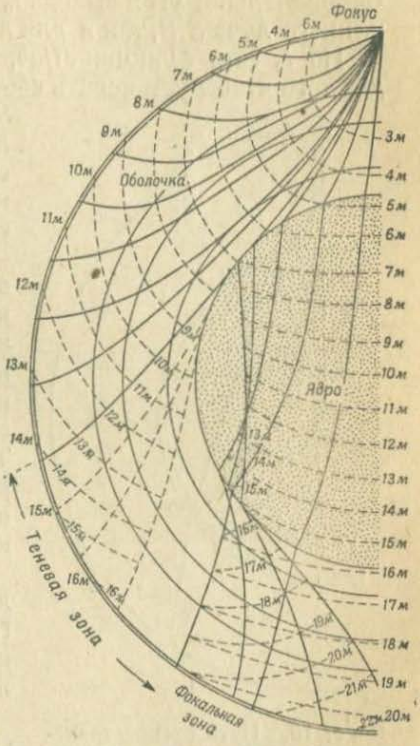


Рис. 15. Схематический разрез через половину земного шара, показывающий пути распространения и последовательные фронты поперечных волн (по Гутенбергу, 1926 г.).

* Т. е. годографа, который наблюдался бы в том случае, если бы очаг и точка наблюдения находились на поверхности ядра. *(Прим. ред.)*

эти величины, благодаря наличию симметрии можно предположить, что поперечная волна покидает ядро в точке D под тем же углом i, под каким она падала на него в точке B и, следовательно, достигнет поверхности под тем же углом i_0, под которым она оставляла ее в точке A. Следовательно, угол выхода i_0 является характерным как для отраженного луча S_cS, так и для луча SKS, испытавшего преломление.

Но i_0 есть функции $dt/d\theta$, а следовательно, и $dt/d\Delta$. Поэтому, для того чтобы установить соответствующие друг другу пары лучей S_cS и SKS, необходимо определить, на каких эпицентральных расстояниях Δ° эти лучи имеют одинаковую производную $dt/d\Delta$. В таком случае $BD^\circ = GE^\circ = AF^\circ - AG^\circ - EF^\circ = AF^\circ - AC^\circ$. Другими словами, вычтя эпицентральное расстояние S_cS из эпицентрального расстояния соответствующей волны SKS, мы получим величину углового расстояния на поверхности ядра, соответствующую времени пробега от B к D. Точно так же время пробега от B к D равно разности времен пробега соответствующих волн SKS и S_cS, так как $AB + DF = AB + BC =$ пути S_cS.

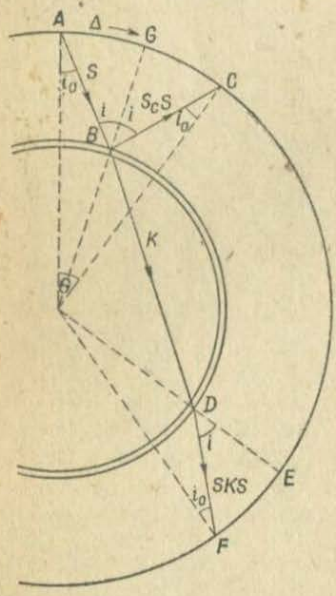


Рис. 16. Пути распространения волн S_cS и SKS через тело Земли.

Аналогичный метод применим к любой такой паре сейсмических волн. Проблема, таким образом, сводится к изучению Земли, лишенной всех оболочек до самого ядра.

В табл. 61 приведены величины скорости в земном ядре, как функции радиуса, вычисленные Вадати и Масуда *, а также величины, подсчитанные Гутенбергом и Рихтером **; последние использовали тот же метод и свои собственные более современные и более надежные экспериментальные данные.

Изучение распространения поперечных волн в ядре значительно труднее потому, что, в противоположность продольным волнам, вступающим в начале сейсмограмм, поперечные волны накладываются на другие колебания, отличающиеся часто большой интенсивностью. Кроме того, пограничные условия ставят для поперечных волн, входящих и, особенно, выходящих из ядра, больше ограничений, чем для случая продольных волн. Изучая землетрясения

* Ссылка 206, **8**, стр. 192.
** Ссылка 71, **45**, стр. 355.

Таблица 61

СКОРОСТЬ ПРОДОЛЬНЫХ ВОЛН В ЯДРЕ ЗЕМЛИ

Радиус (расстояние от центра Земли), км	По Вадати и Масуда [206]	По Гутенбергу и Рихтеру [71, 72a, 73b]			
	Скорость, км/сек. 1933 г.	Скорость, км/сек.		Глубина, км	Угловое расстояние θ° по границе ядра, 1935 г.
		1938 г.	1935 г.		
0	11,2	11,3	12	6 370	180°
500	11,2	11,3			
580	. . .	. . .	11,5	5 800	150°
1 000	11,1	11,4			
1 350	. . .	. . .	10,5	5 010	120°
1 500	10,4	10,2			
1 680	. . .	. . .	10,0	4 690	105°
2 000	9,7	9,9			
2 130	. . .	. . .	9,5	4 240	90°
2 500	9,1	9,4			
2 550	. . .	. . .	9,0	3 820	75°
2 810	. . .	. . .	8,9	3 550	60°
3 000	8,6	8,7			
3 010	. . .	. . .	8,7	3 350	41°
3 200	. . .	. . .	8,3	3 170	30°
3 400	8,1	8,0 ±			
3 440	7,9				
3 446	. . .	8,0 ±	7,5—8	2 920	0°
3 457	внутри 7,5 снаружи 13,8	13,7			

южной части Тихого океана за 1924 г., автор [131] нашел на многих сейсмограммах две фазы, которые могли бы быть отождествлены с двумя ветвями фазы S' или поперечной волны, преломившейся через ядро; эти фазы аналогичны двум ветвям годографа продольной волны P'. На сейсмограммах землетрясения 1929 г. в Булере (Новая Зеландия) Бастингс [11, 12] выделил фазу, отождествленную им с волной S'; первую ветвь он отметил на 16 станциях, вторую — на 26. Он предложил символ Z для обозначения пути поперечной волны внутри ядра, аналогичный K для продольной волны. Таким образом, S' должна изображаться SZS. Имамура [89] также отметил один случай вступления S' или SZS в Токио при землетрясении 27 июня 1929 г. в южной части Атлантического океана. Многие опытные сейсмологи не согласны с вышеприведенными предположениями, так что вопрос о распространении поперечных волн в ядре нельзя

считать решенным, тем более, что наши знания в этой области еще очень бедны, математическая теория таких волн недостаточно разработана, а их наблюдение и интерпретация связаны с большими трудностями*. Однако не следует пренебрегать сейсмическими дан-

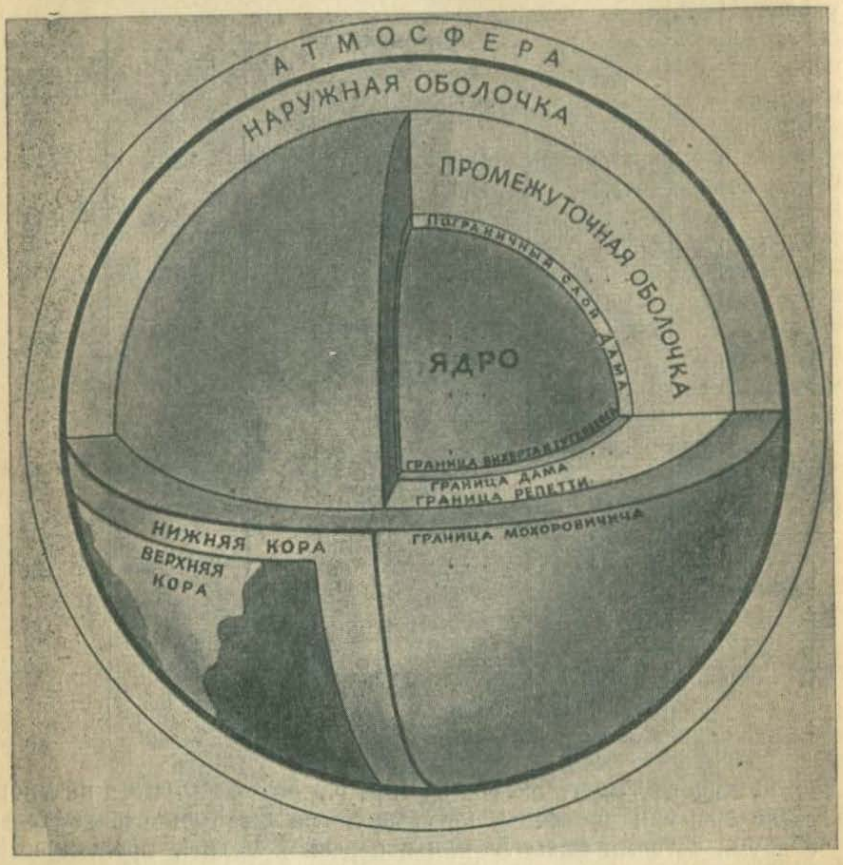


Рис. 17. Строение Земли (по Дж. Б. Майкелуану).

ными из-за наличия противоречащих им предположений, которые при тщательном анализе могут оказаться еще менее обоснованными.

На рис. 17 изображено внутреннее строение Земли, полученное в результате анализа сейсмических данных. Разумеется, это лишь грубая схема, не выясненная в деталях, но, несмотря на это, даже самые большие скептики должны будут согласиться с рядом положений.

* Распространение поперечных волн в ядре крайне сомнительно. С момента опубликования этой книги не встречалось ни одной работы, содержащей данные о поперечных волнах в ядре Земли. *(Прим. ред.)*

1) Во многих местах земная кора сложена рядом слоев.

2) Имеется наружная оболочка мощностью примерно в 950 км, в которой скорость упругих волн, а следовательно, и отношение упругости к плотности, быстро возрастает с глубиной.

3) Имеется промежуточная область или оболочка, в которой увеличение скорости менее отчетливо (во всяком случае, скорость растет значительно меньше и с глубиной, возможно, ее рост постепенно ослабевает), но в которой, тем не менее, отношение упругости к плотности, а следовательно, и скорость волн значительно больше наблюдаемых у поверхности Земли.

4) В центральной части Земли имеется ядро, которое заметно отражает и преломляет упругие волны. Диаметр этого ядра составляет что-нибудь между $^{10}/_{19}$ и $^{11}/_{19}$ диаметра всей Земли. Средняя скорость, с которой продольные волны распространяются через это ядро, значительно меньше, чем в промежуточной оболочке, но все же почти в 2 раза больше, чем скорость звука, определяемая в образцах стали в лаборатории. Скорости распространения волн в ядре, повидимому, имеют наименьшие значения на его периферии и заметно увеличиваются к центру Земли.

ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ VIII

1. *Adams, F. D., Coker, F. G.* An investigation into the elastic constants of rocks, more especially with reference to the cubic compressibility. Carnegie Inst. Washington Pub. **46** (1906).
2. *Adams, L. H., Gibson, R. E.* Die Kompressibilität des Dunits und des basaltischen Glases und ihre Beziehungen zur Zusammensetzung der Erde. Gerlands Beitr. Geophysik, **15**, 241—250 (1926).
3. *Adams, L. H., Gibson, R. E.* The elastic properties of certain basic rocks and of their constituent minerals. Nat. Acad. Sci. Proc., **15**, 713—724 (1929).
4. *Adams, L. H., Williamson, E. D.* On the compressibility of minerals and rocks at high pressures. Franklin Inst. Jour., **195**, 475—529 (1923).
5. *Agamennone, G.* Il terremoto del 24 Gennaio 1912 nelle Isole Ionie e sua velocità di propagazione. Atti Accad. Lincei, Cl. sci. fis. (5) **21**, 646—652 (1912).
6. *Agamennone, G.* I risultati scientifici d'una grande mina. R. accad. nazionale Lincei Cl. sci. fis., mat. e nat., (6) **25**, 601—607 (1937).
7. *Angenheister, G.* A study of Pacific earthquakes. New Zealand Jour. Sci., **4**, 209—231 (1921).
8. *Angenheister, G.* Beobachtungen an pazifischen Beben. Nach. Gesell. Wiss. Göttingen, Math.-physik. Kl., 113—146 (1921).
9. *Barsch, O. Reich, H.* Ergebnisse seismischer Untersuchungen über den Schichtenaufbau von Norddeutschland. Gerlands Beitr. Geophysik, Ergänzungshefte angew. Geophysik, **1**, 165—188 (1930).
10. *Barton, D. C.* The seismic method of mapping geologic structure. Geophysical Prospecting, 572—624. New York, Am. Inst. Mining Met. Eng., 1929.
11. *Bastings, L.* Shear waves through the earth's core. Nature, **134**, 216—217 (1934).
12. *Bastings, L.* A new type of seismological table for distant earthquakes. Gerlands Beitr. Geophysik, **43**, 210—218 (1934).

13. *Bateman, H.* The solution of the integral equation which connects the velocity of propagation of an earthquake wave in the interior of the earth with the time of the disturbance it takes to travel to different stations of the earth's surface. Physik. Zeitschr., **2**, 96—99 (1910).

14. *Bauschinger, J.* Festigkeit verschiedener Bausteine. Mitt. Mech. — tech. Lab. Tech. Hochschule München, 1874, Heft 4, Mitt. V.

15. *Bauschinger, J.* Untersuchungen über die Elastizität und Festigkeit der wichtigsten natürlichen Bausteine in Bayern. Mitt. Mech. tech. Lab. Tech. Hochschule München, 1884, Heft 10.

16. *Bbuasse, H.* Séismes et sismographes. Paris, Librairie Delagrave (1927).

17. *Bridgman, P. W.* Compressibility of glasses. Am. Jour. Sci., **10**, 359—367 (1905).

18. *Bridgman, P. W.* Linear compressibility of natural crystals. Am. Jour. Sci., **15**, 287—296 (1928).

19. *Brockamp, B.* Seismische Beobachtungen bei Steinbruchsprengungen. Zeitschr. Geophysik, **7**, 295—317 (1931).

20. *Brockamp, B., Mothes, H.* Seismische Untersuchungen auf dem Pasterzegletscher I. Zeitschr. Geophysik, **6**, 482—500 (1930).

21. *Brockamp, B., Wölcken, K.* Bemerkungen zu den Beobachtungen bei Steinbruchsprengungen. Zeitschr. Geophysik, **5**, 163—171 (1929).

22. *Brunner, G. J.* The earthquake of Sept. 6, 1933, and its bearing on the problem of the «deep» earthquake. Am. Geophysical Union Trans., 15th Annual Meeting. Pp. 72—77 (1934).

23. *Brunner, G. J.* The extraordinarily deep earthquake of May 26, 1932. Paper read at 9th Annual Meeting of the Eastern Section, Seismological Soc. Am., New York, May 1 1934.

24. *Brunner, G. J.* The deep earthquake of May 26, 1932 near the Kermadec Islands. Gerlands Beitr. Geophysik, **53**, 1—64 (1938).

25. *Bullen, K. E.* On near earthquakes in the vicinity of New Zealand. New Zealand Jour. Sci. Technology, **18**, 493—507 (1936). Dominion Observatory Bull. 113, Wellington, N. Z.

26. *Byerly, P.* The California earthquakes of Nov. 28, 1929, and the surface layers of the earth in California. Nat. Acad. Sci. Proc., **17**, 91—100 (1931).

27. *Byerly, P.* The Texas earthquake of Aug. 16, 1931. Seismol. Soc. America Bull., **24**, 81—99, 303—325 (1934).

28. *Byerly, P.* The first preliminary waves of the Nevada earthquake of December 20, 1932. Seismol. Soc. America Bull., **25**, 62—80 (1935).

29. *Byerly, P.* Earthquakes off the coast of northern California. Seismol. Soc. America Bull., **27**, 73—96 (1937).

30. *Byerly, P., Sparks, N. R.* The first preliminary waves of the California earthquakes of June 6, 1932. Am. Geophysical Union Trans., 14th Annual Meeting, Pp. 254—256 (1933).

31. *Byerly, P., Wilson, J. T.* The central California earthquakes of May 16, 1933, and June 7, 1934. Seismol. Soc. America Bull., **25**, 223—246 (1935).

32. *Byerly, P., Wilson, J. T.* The Richmond quarry blast of Aug. 16, 1934. Seismol. Soc. America Bull., **25**, 259—268 (1935).

33. *Caloi, P.*, Studio microsismico del terremoto delle Prealpi carniche dell'8 giugno (1934). Com. geod. e geofis. del Consiglio nazionale delle ricerche Boll., Serie II, **5**, 1—28 (1935).

34. *Caloi, P.* Il terremoto adriatico del 30 Novembre 1934. Soc. seismol. italiana, Boll., **35**, 93—119 (1937).

35. *Carder, D. S.* Seismic surface waves and the crustal structure of the Pacific region. Seismol. Soc. America Bull., **24**, 231—302 (1934).

36. *Conrad, V.* Laufzeitkurven des Tauernbebens vom 28. November 1923. Mitt. Erdbeben Kommission Wiener Akad. Wiss., N. F. Nr. 50 (1925).

37. *Conrad, V.* Das Schwadorfer Beben vom 8. Oktober, 1927. Gerlands Beitr. Geophysik, **20**, 240—277 (1928).

38. *Dahm, C. G.* Epicenter of the Hawke Bay (New Zealand) earthquake and travel times of condensational waves. Seismol. Soc. America Bull., **23**, 139—157 (1933).

39. *Dahm, C. G.* A study of dilatational wave velocity in the earth as a function of depth, based on a comparison of the P, P^1 and P_cP phases. Dissertation. St. Louis University (1934).

40. *Dahm, C. G.* Velocity of P waves in the earth calculated from the Macelwane P curve, 1933. Seismol. Soc. America Bull., **26**, 1—11 (1936).

41. *Dahm, C. G.* Velocities of P and S waves calculated from the observed travel times of the Long Beach earthquake. Seismol. Soc. America Bull., **26**, 159—171 (1936).

42. *Daly, R. A.* The outer shells of the earth. Am. Jour. Sci., **15**. 108—135 (1928).

43. *Daly, R. A.* Igneous Rocks and the Depths of the Earth. New York, McGraw-Hill Book Company (1933).

44. *Daly, R. A.* The depths of the earth. Geol. Soc. America Bull., **44**, 243—264 (1933).

45. *Daly, R. A.* The sub-Pacific crust. Fifth Pacific Sci. Congress Proc. **3**, 2503—2510 (1934).

46. *Daly, R. A.* Testing a theory of the earth's interior. Washington Acad. Sci. Jour., **25**, 389—399 (1935).

47. *Edge, A. B.* Broughton and Laby, T. H. The Principles and Practice of Geophysical Prospecting. London, Cambridge University Press (1931).

48. *Ewing, M., Crary, A. P.* Propagation of elastic waves in limestone. Am. Geophysical Union Trans., 16th Annual Meeting. Pp. 100—103 (1935).

49. *Ewing, M., Crary, A. P., Rutherford, H. M.* Geophysical investigations in the emerged and submerged Atlantic coastal plain. Geol. Soc. America Bull., **48**, 754—812 (1937).

50. *Ewing, M., Crary, A. P., Thorne, A. M.*, Jr. Propagation of elastic waves in ice. Part I. Physics, **5**, 165—168 (1934); Part II. Ibid., **5**, 181—184 (1934).

51. *Galitzin, B.* Vorlesungen über Seismometrie. Leipzig, Teubner, 1914. *Голицын Б. Б.* Лекции по сейсмометрии. Изд. Академии Наук, Петербург, 1912 г.

52. *Gees, R. H.* Die Wellenausbreitung der Erdbeben vom 20 November 1932 159—179 (1937) (Nordbrabant) und 7. Juni 1931 (Doggerbank). Zeitschr. Geophysik, **13**.

53. *Geiger, L., Gutenberg, B.* Über Erdbebenwellen VI. Konstitution des Erdinnern erschlossen aus der Intensität longitudinaler und transversaler Erdbebenwellen, und einige Beobachtungen an den Vorläufern. Gesell. Wiss. Göttingen, Nachrichten, Math.-physik. Kl., 623—675 (1912).

54. *Gräfe, H.* Das Nordtiroler Beben vom 8. Oktober, 1930. I. Zeitschr. Geophysik, **8**, 144—154 (1932).

55. *Gutenberg, B.* Über Erdbebenwellen VIIA. Beobachtungen an Registrierungen von Fernbeben in Göttingen und Folgerungen über die Konstitution des Erdkörpers. Nachrichten Gesell. Wiss. Göttingen, Nachrichten Math.-physik. Kl., 1—52 (1914).

56. *Gutenberg, B.* Die Mitteleuropäischen Beben vom 16. November 1911 und vom 20. Juli 1913. Strassburg, Veröffentlichungen des Zentralbureaus der Internationalen Seismologischen Assoziation (1915).

57. *Gutenberg, B.* Der Aufbau der Erde auf Grund von Erdbebenbeobachtungen. Geol. Archiv, **1**, 3—13 (1923).

58. *Gutenberg, B.* Bearbeitung von Aufzeichnungen einiger Weltbeben. Senckenberg. naturf. Gesell. Abh., **40**, 57—88 (1925).

59. *Gutenberg, B.* Die Geschwindigkeit der Erdbebenwellen in den obersten Erdschichten und ihr Einfluss auf die Ergebnisse einiger Probleme der Seismometrie. Gerlands Beitr. Geophysik, **15**, 51—63 (1926).

60. *Gutenberg, B.* Die Geschwindigkeit der Longitudinalwellen im Erdinnern. Gerlands Beitr. Geophysik, **17**, 356—365 (1927).

61. *Gutenberg, B.* Das Reinlandbeben vom 13. Dezember, 1928. Gerlands Beitr. Geophysik, **23**, 22—34 (1929).

62. *Gutenberg, B.* Der physikalische Aufbau der Erde. Handbuch der Geophysik, **2**, 440—564 (1930).

63. *Gutenberg, B.* Der Aufbau des Untergrundes im Pazifischen Ozean, Gerlands Beitr. Geophysik, **26**, 156—157 (1930).

64. *Gutenberg, B.* Theorie der Erdbebenwellen. Handbuch der Geophysik, **4**, 1—150 (1932).

65. *Gutenberg, B.* Beobachtungen von Erdbebenwellen. Handbuch der Geophysik, **4**, 151—263 (1932).

66. *Gutenberg, B.* Travel-time curves at small distances and wave velocities in southern California. Gerlands Beitr. Geophysik, **35**, 6—45 (1932).

67. *Gutenberg, B.* The structure of the earth's crust as indicated by seismological data. Fifth Pacific Sci. Congress Proc., **3**, 2510—2521 (1934).

68. *Gutenberg, B.* On some Problems concerning the seismic field methods. Beitr. angew. Geophysik, **6**, 125—140 (1936).

69. *Gutenberg, B.* Личное сообщение.

70. *Gutenberg, B., Richter, C. F.* Contribution to the study of deep.-focus earthquakes. Gerlands Beitr. Geophysik, **41**, 160—169 (1934).

71. *Gutenberg, B., Richter, C. F.* On seismic waves. Gerlands Beitr. Geophysik, **43**, 56—133 (1934); **45**, 280—360 (1935); **47**, 73—131 (1936).

72. *Gutenberg, B., Richter, C. F.* Materials for the study of deep earthquakes. Seismol. Soc. America Bull., **26**, 341—390 (1936); **27**, 157—183 (1937).

73. *Gutenberg, B., Richter, C. F.* On supposed regional differences. Seismol. Soc. America Bull., **27**, 337—346 (1937).

73a. *Gutenberg, B., Richter, C. F.* Seismic waves in the core of the earth. Nature **141**, 371 (1938).

73b. *Gutenberg, B., Richter, C. F. P'* and the earth's core. Monthly Notices Royal Astronomical Soc. Geophys. Suppl., **4**, 363—372 (1938).

74. *Gutenberg, B., Wood, Harry O., Buwalda, J. P.* Experiments testing seismographic methods for determining crustal structure. Seismol. Soc. America Bull., **22**, 185—246 (1932).

75. *Hecker, O.* Ergebnisse der Messung von Bodenbewegungen bei einer Sprengung. Gerlands Beitr. Geophysik, **4**, 98—104 (1900).

76. *Hecker, O.* Die Explosionskatastrophe von Oppau am 21. September 1921 nach den Aufzeichnungen der Erdbebenwarten. Veröffentlichungen der Hauptstation Erdbebenforsch. Jena, Heft 2, 3—18 (1922).

77. *Heiland, C. A.* Über die seismische Reflexionsmethode. Beitr. angew. Geophysik, **3**, 282—336 (1933).

78. *Heiland, C. A.* Geologic, magnetic reflection work and drilling at the Duvernay-Brosseau structure, Alberta, Canada. Colorado School of Mines Quart., **32**, 7—35 (1937).

79. *Herglotz, G.* Über das Benndorfsche Problem der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erdbebenstrahlen. Physik. Zeitschr., **8**, 145—147 (1907).

80. *Hess, H.* Der Hintereisferner, 1893—1922. Zeitschr. Gletscherkunde, **13**, 166—167 (1923—1924).

81. *Hiller, W.* Über die Geschwindigkeit der seismischen Oberflächenwellen bei Weltbeben, insbesondere ihre Abhängigkeit von der geophysikalischen Beschaffenheit des durchlaufenen Weges. Gerlands Beitr. Geophysik, **17**, 279—310 (1927).

82. *Hiller, W.* Die Erdbeben am Untersee (Bodensee) vom 31. Januar 1935. Oberrhein. geol. Ver. Jahresber. u. Mitt., **25**, 81—92 (1936).

83. *Hodgson, E. A.* Variable velocity of *L*-waves. Seismol. Soc. America Bull., **11**, 58—62 (1921).

84. *Hodgson, E. A.* A seismometric study of the Tango earthquake, Japan, March 7 (1927). Dissertation. St. Louis University (1932).

85. *Hodgson, E. A.* The *P*-curve and the *S*-curve resulting from a study of the Tango earthquake, Japan, March 7, 1927. Seismol. Soc. America Bull. **22**, 38—49 (1932).

86. *Hodgson, E. A.* Epicentral time and surface structure determined for the Tango earthquake, Japan, Mar. 7 (1927). Seismol. Soc. America Bull., **22**, 270—287 (1932).

87. *Hodgson, E. A.* Two probability methods for the determination of earthquake epicenters. Gerlands Beitr. Geophysik, **37**, 390—409 (1932).

88. *Honda, H.* On the types of seismograms and the mechanism of deep earthquakes. Geophys. Mag., **5**, 301—324 (1932).

89. *Imamura, A.* The S. Atlantic earthquake of June 27 (1929), as registered at Tokyo. An observation of rigid waves transmitted across the earth's inner core. Imp. Acad. (Japan) Proc., **8**, 354—357 (1932).

90. *Isikawa, T.* Sound and seismic waves produced by the eruptions of Mount Asama. Geophys. Mag., **6**, 192—206 (1932).

91. *Jeffreys, H.* On near earthquakes. Monthly Notices Royal Astronomical Soc., Geophys. Suppl., **1**, 385—402 (1926).

92. *Jeffreys, H.* On near earthquakes: A reply to Professor Mohorovičić. Gerlands Beitr. Geophysik, **17**, 417—427 (1927).

93. *Jeffreys, H.* The Earth. 2d ed. London, Cambridge University Press, 1929.

94. *Jeffreys, H.* The revision of seismological tables. Monthly Notices Royal Astronomical Soc., Geophys. Suppl., **2**, 329—348 (1931).

95. *Jeffreys, H.* The formation of Love-waves (Querwellen) in a two-layer crust. Gerlands Beitr. Geophysik, **30**, 336—350 (1931).

96. *Jeffreys, H.* Последние таблицы см.: *Jeffreys, H.* and *Bullen, K. E.* Brit. Assoc. Adv. Sci., London (1940). Tables of the times of transmission of the *P* and *S* waves of earthquakes. Brit. Assoc. Adv. Sci. (1932).

97. *Jeffreys, H.* A rediscussion of some near earthquakes. Monthly Notices Royal Astronomical Soc., Geophys. Suppl., **3**, 131—156 (1933).

98. *Jeffreys, H.* The seismology of the Pacific. Fifth Pacific Sci. Congress Proc., **3**, 2523—2526 (1934).

99. *Jeffreys, H.* The surface waves of earthquakes. Monthly Notices Royal Astronomical Soc., Geophys. Suppl., **3**, 253—261 (1935).

100. *Jeffreys, H.* The problem of Oceanic Structure. London, Cambridge University Press (1936).

101. *Jeffreys, H.* On travel times in seismology. Bur. centr. séism. internat. Pub., série A, travaux sci., fasc. 14, 3—86 (1936).

102. *Jeffreys, H.* The structure of the earth down to the 20° discontinuity. Monthly Notices Royal Astronomical Soc., Geophys. Suppl., **3**, 401—422 (1936); **4**, 13—39 (1937).

103. *Jeffreys, H.* A further study of near earthquakes. Monthly Notices Royal Astronomical Soc., Geophys. Suppl., **4**, 196—225 (1937).

104. *Jeffreys, H., Bullen, K. E.* Times of transmission of earthquake waves. Bur. centr. séism. internat. Pub. série A, travaux sci., fasc. 11, 3—106 (1935).

105. *Jones, A. F.* A seismologic study of the Kilauea erupti on 1931—1932. Univ. Hawaii Research Publ., No. 9, 1—60 (1935).

106. *Jones, A. F.* Hawaiian travel times. Seismol. Soc. Am. Bull., 25, 33—61 (1935).

107. *Jung, H.* Über Erdbebenwellen IX. Die Schattenwirkung des Erdkerns für die seismischen Raumwellen. Gesell. Wiss. Göttingen, Nachrichten, Math.-physik. Kl., 42—80 (1933).

108. *Кирнос, Д. П., Коридалин, Е. А., Масарский, С. И.* и *Райко, Н. В.* Работы Сейсмологического института Академии Наук СССР в области сейсмической разведки. Труды Сейсм. инст., № 47, 1—70 (1934).

109. *Knott, C. G.* The propagation of earthquake waves through the earth and connected problems. Royal Soc. Edinburgh Proc., **39**, 157—208 (1919).

110. *Köhler, R.* Beobachtungen an Profilen auf See-Eis. Zeitschr. Geophysik, **5**, 314—316 (1929).

111. *Korte, W.* Beiträge zur experimentellen Seismik. Zeitschr. Geophysik, **7**, 57—68 (1931).

112. *Kusakabe, S.* On the modulus of rigidity of rocks. Earthquake investigation Committee in Foreign Language Pub., No. 14, 1—73 (1903).

113. *Kusakabe, S.* Modulus of elasticity of rocks for the velocities of seismic waves. Earthquake Investigation Committee in Foreign Languages Pub., No. 17, 1—48 (1904).

114. *Kusakabe, S.* A kinetic measurement of the modulus of elasticity for one hundred and fifty-eight specimens of rocks and a note on the relation between the kinetic and static moduli. Earthquake investigation Committee in Foreign Languages Pub., No. 22, 27—49 (1906).

115. *Landsberg, H.* Das Saarbeben vom 1 April 1931. Gerlands Beitr. Geophysik, **31**, 240—258 (1931).

116. *Lee, A. W.* The North Sea earthquake of 1927, January 24. Monthly Notices Royal Astronomical Soc., Geophys. Suppl., **3**, 21—30 (1932).

117. *Leet, L. D.* Empirical investigation of surface-waves generated by distant earthquakes. Dominion Observatory (Ottawa) Publ., Seismology, **7**, 267—322 (1931).

118. *Leet, L. D.* Velocity of elastic waves in granite and norite. Physics, **4**, 375—385 (1933).

119. *Leet, L. D.* Seismological data on surface layers in New England. Seismol. Soc. America Bull., **26**, 129—145 (1936).

120. *Leet, L. D.* Seismological data on surface layer in New England. Seismol. Soc. Am. Bull., **26**, 129—145 (1936).

121. *Leet, L. D.* Travel times for New England. Seismol. Soc. America Bull., **28**, 45—48 (1938).

122. *Leet, L. D., Ewing, W. M.* Velocity of explosion-generated longitudinal waves in a nepheline syenite. Am. Geophys. Union Trans., 12th Annual Meeting. Pp. 61—65 (1931).

123. *Leet, L. D., Ewing, W. M.* Velocity of elastic waves in granite. Physics, **2**, 160—173 (1932).

124. *Lehmann, I.* «*P*» as read from the records of the earthquake of June 16, 1929. Gerlands Beitr. Geophysik, **26**, 402—412 (1930).

125. *Lehmann, I., Plett, G.* Untersuchungen der europäischen Registrierungen der Erdbeben vom 18. VII, 1928, 24. X, 1930 und 13. XI, 1925. Gerlands Beitr. Geophysik, **36**, 38—77 (1932).

126. *Lester, O. C.*, Jr. Seismic weathered or aerated surface layer. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **16**, 1230—1234 (1932).

127. *Love, A. E. H.* Some Problems of Geodynamics. London, Cambridge University Press (1911).

128. *Love, A. E. H.* A treatise on the Mathematical Theory of Elasticity. 4th ed. London, Cambridge University Press (1927).

129. *Macelwane, J. B., S. J.* A study of the relation between the periods of elastic waves and the distance travelde by them, based upon the seismographic records of the California earthquake, Jan. 31, 1922. Seismol. Soc. America Bull., **13**, 13—69 (1923).

130. *Macelwane, J. B., S. J.* Evidence furnished by the earthquake of June 26, 1924, for a sharply bounded and very rigid core in the earth. Geol. Soc. America Bull., **37**, 209—210 (1926).

131. *Macelwane, J. B. S. J.* The South Pacific earthquake of June 26, 1924. Gerlands Beitr. Geophysik, **28**, 165—227 (1930).

132. *Macelwane, J. B., S. J.* Our present knowledge concerning the interior of the earth. Seismol. Soc. America Bull., **21**, 243—250 (1931).

133. *Macelwane, J. B., S. J.* Long waves. Bur. Centr. séism. Internat. Pub., série A, travaux sci., fasc. 7, 71—79 (1932).

134. *Macelwane, J. B., S. J.* A preliminary table of observed travel times of earthquake waves for distances between 10° and 180° applicable only to normal earthquakes. St. Louis University (1933).

135. *Macelwane, J. B., S. J.* The structure of the outer crust of the earth in the Pacific Ocean region. Fifth Pacific Sci. Congress Proc., **3**, 2533—2538 (1934).

136. *Macelwane, J. B., S. J.* Roots of mountains or roots of continents? Seismol. Soc. America Bull., **27**, 29—33 (1937).

137. *Macelwane, J. B., S. J.* and *Dahm, C. G.* Revised travel-time tables. Bur. centr. séism. internat. Pub., série A, travaux sci., fasc. 15, 1—8 (1937).

138. *Macelwane, J. B., S. J.* Deep-focus earthquakes and their implications. Am. Geophys. Union Trans., 18th Annual Meeting. Pp. 41—43 (1937).

139. *Macelwane, J. B., S. J.* et al. Physics of the Earth. VI. Seismology. Nat. Research Council Bull., **90**, 1—223 (1933).

140. *Macelwane, J. B., S. J., Sohon, F. W., S. J.* Theoretical Seismology. Part I, Geodynamics by J. B. Macelwane, S. J. (1936), part II, Seismometry by F. W. Sohon, S. J. (1932). New York, John Wiley and Sons, Inc.

141. *Matuzawa, T.* Observation of some recent earthquakes and their time-distance curves. (Part II). Tokyo Earthquake Research Inst. Bull., **6**, 177—204 (1929).

142. *Matuzawa, T.* Seismometrische Untersuchungen des Erdbebens vom 2. März, 1933 I. Bestimmung des Herdes. Tokyo Earthquake Research Inst. Bull., **13**, 171—193 (1935).

143. *Matuzawa, T. Yamada, K., Suzuki, T.* On the forerunners of earthquakes (The Second Paper). Tokyo Earthquake Research Inst. Bull., **7**, 241—260 (1929).

144. *Maurain, Ch., Éblé, L.* Sur la propagation des ondes séismiques dans le calcaire. Comptes rendus, **181**, 1077 (1925).

145. *Maurain. Ch., Éblé, L. Labrouste, H.* Sur les ondes séismiques des explosions de la Courtine, Journal physique et le radium, **6**, 65—78 (1925).

146. *Meisser, O.* Beiträge zu einer experimenteller Seismik. Veröffentlichungen der Reichsanstalt Erdbebenforsch. Jena, 1—77 (1929).

147. *Meisser, O. Martin, H.* Zur experimentellen Seismik. Zeitschr. Geophysik, **3**, 106—118 (1927).

148. *Meissner, E.* Elastische Oberflächenwellen mit Dispersion in einem inhomogenen Medium. Vierteljahrsschr. naturf. Gesell. Zürich, **66**, 181—195 (1921).

149. *Mohorovičić, A.* Das Beben vom 8. X, 1909. Jahrb. Meteorol. Observatorium Zagreb für das Jahr 1909, 9, T. IV, A. I. Zagreb (1910).

150. *Mohorovičić A.* Neue Phasen im Anfange des Bildes eines Bebens. Acad. sci. et des arts slaves du sud de Zagreb Bull., 4 (1915). Rad, **208**, 1—89 (1915).

151. *Mohorovičić. A.* Hodographen der longitudinalen und transversalen Wellen eines Bebens, Rad Zagreb **226**, 94—190 (1922).

152. *Mohorovičić, S.* Die reduzierte Laufzeitkurve und die Abhängigkeit der Herdtiefe eines Bebens von der Entfernung des Inflexionspunktes der primären Laufzeitkurve. II. Die Ausbreitung der Erdbebenstrahlen in den tiefen Schichten der Erde. Gerlands Beitr. Geophysik, **14**, 187—198 (1915).

153. *Mothes, H.* Neue Ergebnisse der Eisseismik. I. Untersuchungen auf dem Hintereisferner (Oesterreich). Zeitschr. Geophysik, **5**, 120—138 (1929).

154. *Mothes, R.* Neue Ergebnisse der Eisseismik. II. Untersuchungen auf dem Konkordia Platz (Gr. Aletschgletscher). Zeitschr. Geophysik, **5**, 138—144 (1929).

155. *Mourant, A. E.* A study of the seismograms of English Channel earthquakes. Monthly Notices Royal Astronomical Soc., Geophys. Suppl., **2**, 374—383 (1931).

156. *Müller, H. K.* Beobachtung der Bodenbewegung in drei Komponenten bei Sprengungen. Zeitschr. Geophysik, **10**, 40—58 (1934).

157. *Müller, H. K.* Vergleich von Laufzeitkurve und Gang des Emergenzwinkels bei Sprengungen. Zeitschr. Geophysik, **11**, 111—115 (1935).

158. *Nagaoka, H.* Elastic constants of rocks and the velocity of seismic waves. Earthquake Inv. Comm. Foreign Languages Pub., No. 4, 47—67 (1900).

159. *Neumann, F.* The velocity of seismic surface waves over Pacific paths. Seismol. Soc. America Bull., **19**, 63—76 (1929).

160. *Oddone, E.* Déterminations dynamiques des modules d'élasticité de Young des roches. Comptes rendus des Séances de la deuxième assemblée générale de l'association internationale de Séismologie. Pp. 237—247. Manchester, 1911.

161. *Oka, Y.* Note on the Lake Tazawa earthquake of Jan. 9, 1931. Geophys. Mag., **6**, 213—219 (1932).

162. *Oldham, R. D.* The constitution of the earth. Quart. Jour. Geol. Soc., **62**, 456—473 (1906).

163. *Pirson, Sylvain J.* The correlation method of seismographing for oil. Oil Weekly, **87**, 22—44 (Sept. 20, 1937).

164. *Quervain, A.* Untersuchungen eines Nachstosses des grossen Visperer-bebens auf Grund der Aufstellung des Transportabeln Universal-Seismographen Quervain-Piccard im Epizentralgebiet. Jahresber. Schweizer. Erdbebendienstes, 23—25 (1924).

165. *Quervain, A.* Beitrag zur experimentellen Bestimmung der Geschwindigkeit der Erdbebenwellen in den obersten Schichten. (a) Sprengung bei Alpnach am 25. März 1922. (b) Die Registrierung der Explosion des Forts Falconara bei Spezia am 28. September 1922. Jahresber. Schweizer. Erdbebendienstes, 7—9 (1931).

166. *Ramspeck, A.* Die Ausbreitungsgeschwindigkeit sinusförmiger elastischer Wellen im Boden. Zeitschr. Geophysik, 10, 387—388 (1934).

167. *Rayleigh.* On waves propagated along the plain surface of an elastic solid. London Math. Soc. Proc., **17**, 4—11 (1885).

168. *Repetti, W. C., S. J.* New values for some of the discontinuities in the earth. Dissertation. St. Louis University, 1928, Also, Manila (1930).

169. *Rizzo, G. B.* Sulla propagazione dei movimenti prodotti dal terremoto di Messina del 28 dicembre 1908. Mem. accad. sci. Torino (2), **61**, 355—417 (1910).

170. *Robertson, Florence.* Evidences from deep earthquakes for the crustal structure of Missouri. Seismol. Soc. America Bull., **27**, 241—244 (1937).

171. *Rothé, E., Lacoste, J., Bois, C., Dammann, Y., Hée, A.* Étude de la propagation de l'ébranlement des explosions de la Courtine. Comparaison avec l'explosion d'Oppau. Bur. centr. séism. internat. Pub., série A, travaux sci., fasc. I, 82—98 (1924).

172. *Розова Е. А.* Составление годографа и определение основных сейсмических элементов для Средней Азии. Труды Сейсм. инст. АН СССР, № 72, 1936. Примечание. См. также более поздние работы Е. А. Розовой, опубликованные в Трудах Сейсм. инст. АН СССР, № 94, 1939 г., и № 123, 1947.

173. *Rutherford, H. M.* Reflection methods in seismic prospecting. In Geophysical Prospecting. Pp. 3—22. New York, Am. Inst. Mining Met. Eng., (1932).

174. *Rutherford, H. M.* The interpretation of reflection seismograms. Am. Geophys. Union Trans., 14th Annual Meeting. Pp. 289—303 (1933).

175. *Schmidt, O.* Angewandte Seismik. Zeitschr. Geophysik, **4**, 134—146 (1928).

176. *Schmidt, O.* Über den Energietransport bei der Sprengseismik. Zeitschr. Geophysik, **10**, 378—385 (1934).

177. *Schmidt, O.* Sprengseismische Untersuchungen. Zeitschr. Geophysik, **11**, 83—89 (1935).

178. *Schmidt, O.* Zur Theorie der Erdbebenwellen. Die «wandernde Reflexion» der Seismik als Analogon zur «Kopfwelle» der Ballistik. Zeitschr. Geophysik, **12**, 199—205 (1936).

179. *Schweydar, W., Reich, H.* Künstliche elastische Bodenwellen als Hilfsmittel geologischer Forschung. Gerlands Beitr. Geophysik, **17**, 121—147 (1927).

180. *Scrase, F. J.* Deep focus earthquakes. Nature, **127**, 486 (1931).

181. *Scrase, F. J.* The reflected waves from deep focus earthquakes. Royal Soc. Proc. (A), **132**, 213—235 (1931).

182. *Scrase, F. J.* The characteristics of a deep focus earthquake. A study of the disturbance of Feb. 20, 1931. Royal Soc. (London) Trans. (A), **231**, 207—234 (1933).

183. *Sezawa, K.* On the propagation of Rayleigh-waves on plane and spherical surfaces. Tokyo Earthquake Research Inst. Bull., **3**, 1—18 (1927).

184. *Sezawa, K.* Rayleigh and Love waves transmitted through the Pacific Ocean and the continents. Tokyo Earthquake Research Inst. Bull., **13**, 245—250 (1935).

185. *Sharpe, J. A.* Motion of the surface of the earth in the compressional phase of a deep-focus earthquake, and the effects of a layered crust. Seismol. Soc. America Bull., **25**, 199—222 (1935).

186. *Siñériz, I. J.* Los Métodos geofísicos de prospección. Bol. inst. geol. minero España (3) **10**, 1—488 (1928).

187. *Slichter, L. B.* The theory of the interpretation of seismic travel-time curves in horizontal structures. Physics, **3**, 273—295 (1932).

188. *Smith, A. L., Wilson, J. H.* Abnormal velocities in sedimentary beds in eastern Utah. Geophysics, **2**, 56—62 (1937).

189. *Sorge, F.* Die ersten Dickenmessungen des grönlandischen Inlandeises. Zeitschr. Geophysik, **6**, 22—31 (1930).

190. *Sparks, N. R.* The Eureka earthquake of June 6, 1932. Seismol. Soc. America Bull., **26**, 13—27 (1936).

191. *Stechschulte, V. C.* Deepfocus earthquakes. Nature, **128**, 673—674 (1931).

192. *Stechschulte, V. C.* The Japanese earthquake of Mar. 29, 1928, and the problem of deep focus. Seismol. Soc. America Bull., **22**, 81—139 (1932).

193. *Stoneley, R.* Deep focus earthquakes. Nature, **127**, 740 (1931).

194. *Stoneley, R.* On deep focus earthquakes. Gerlands Beitr. Geophysik, **29**, 417—435 (1931).

195. *Stoneley, R.* Some near earthquakes reported in the International Seismological Summary. Monthly Notices Royal Astronomical Soc., Geophys. Suppl., **2**, 349—362 (1931).

196. *Stoneley, R.* On the apparent velocities of earthquake waves over the surface of the earth. Monthly Notices Royal Astronomical Soc., Geophys. Suppl., **3**, 262—271 (1935).

197. *Stoneley, R., Tillotson, E.* The effect of a double surface layer on Love-waves. Monthly Notices Royal Astronomical Soc., Geophys. Suppl., **1**, 521—527 (1928).

198. *Tams, F.* Über die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der seismischen Oberflächenwellen längs kontinentaler und ozeanischer Wege. Centralbl. Mineral. u. Geol., 44—52, 75—83 (1921).

198a. *Thoenen, J. R., Windes, S. L.* Earth vibrations caused by quarry blasting. U. S. Bur. Mines Rept. Inv., Progress Rept. 1, R. I. 3353, 73 pages (1937).

199. *Tillotson, E.* On an earthquake near Imotski, Jugoslavia, 1923, Mar. 15. Monthly Notices Royal Astronomical Soc., Geophys. Suppl., **2**, 416—429 (1931).

200. *Ulter, K.* Elastische Oberflächen Planwellen. Annalen der Physik, **56**, 463—496 (1918).

201. *Ulter, K.* Wellen-Induktion. Gerlands Beitr. Geophysik, **19**, 134—146 (1928).

202. *Ulter, K.* Die Entwicklung des Wellen-Begriffes. Gerlands Beitr. Geophysik, **18**, 398—414 (1927); **24**, 309—334 (1929); **26**, 199—283 (1930); **27**, 71—101 (1930); **29**, 252—266 (1931); **31**, 40—82 (1931); **41**, 225—249 (1934); **43**, 289—295 (1934); **47**, 299—320 (1936).

203. *Visser, S. W.* On the evidence of very deep earthquakes foci near West Java. Fourth Pacific Sci. Congress Proc., **2A**, 229—230 (1929).

204. *Mühlen, W.* Über seismische Oberflächenwellen und ihre Beziehung zum geologischen Aufbau des eurasiatischen Kontinents. Zeitschr. Geophysik, **10**, 26—40 (1934).

205. *Wadati, K.* Shallow and deep earthquakes. Geophys. Mag., **1**, 162—203 (1928); **2**, 1—37 (1929).

206. *Wadati, K.* et al. On the travel time of earthquake waves. Geophys. Mag., **7**, 87—99, 101—111, 113—137, 139—153, 269—290 (1933); **8**, 187—194 (1934).

207. *Wanner, E.* Geschwindigkeit der Phasen der Erdbebenwellen im Alpengebiet. Vierteljahrsschr. naturf. Gesell. Zürich, **75**, 195—210 (1930).

208. *Weatherby, B. B., Faust, L. Y.* Influence of geological factors on longitudinal seismic velocities. Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **19**, 1—8 (1935).

209. *Wiechert, E.* Die Erdbebenforschung, ihre Hilfsmittel und ihre Resultate für die Geophysik. Physik. Zeitschr., **9**, 36—47 (1907).

210. *Wiechert, E.* Über Erdbebenwellen. I. Theoretisches über die Ausbreitung der Erdbebenwellen. Nachrichten Gesell. Wiss. Göttingen, Math.-phys. Kl., 1—115 (1907).

211. *Wiechert, E.* Untersuchungen der Erdrinde mit Hilfe von Sprengungen. Geol. Rundschau, **17**, 339—346 (1926).

212. *Wiechert, E.* Seismische Beobachtungen von Steinbruchsprengungen. Zeitschr. Geophysik, **5**, 159—162 (1929).

213. *Wiechert, E., Geiger, L.* Bestimmung des Weges der Erdbebenwellen im Erdinnern. Phisyk. Zeitschr., **2**, 294—311 (1910).

214. *Witte, H.* Beirtäge zur Berechnung der Geschwinndigkeit der Raumwellen im Erdinnern. Nachrichten Gesell. Wiss. Göttingen, Math.-physik. Kl., 199—241 (1932).

215. *Wood, H. O.* Preliminary report on the Long Beach earthquake of Mar. 10, 1933. Seismol. Soc. America Bull., **23**, 43—56 (1933).

216. *Wood, H. O., Richter, C. F.* A study of blasting recorded in southern California. Seismol. Soc. America Bull., **21**, 28—46 (1931).

217. *Wood, H. O., Richter, C. F.* Recent earthquakes near Whittier, California. Seismol. Soc. America Bull., **21**, 183—203 (1931).

218. *Wood, H. O., Richter, C. F.* A second study of blasting recorded in southern California. Seismol. Soc. America Bull., **23**, 95—110 (1933).

219. *Wrinch, D., Jeffreys, H.* On the seismic waves from the Oppau explosion of 1921, Sept. 21. Monthly Notices Royal Astronomical Society, Geophys. Suppl., **1**, 15—22 (1923).

220. *Zoeppritz, K.* Über Erdbebenwellen II. Laufzeitkurven. Nachrichten Gesell. Wiss. Göttingen, Math.-physik. Kl., 529—549 (1907).

221. *Zoeppritz, K., Geiger, L.* Über Erdbebenwellen III. Berechnung von Weg und Geschwindigkeit der Vorläufer. Die Poissonsche Konstante im Erdinnern. Nachrichten Gesell. Wiss. Göttingen, Math.-physik. Kl., 1—30 (1909).

222. *Zoeppritz, K., Geiger, L., Gutenberg, B.* Über Erdbebenwellen V. Konstitution des Erdinnern, erschlossen aus dem Bodenverrückungsverhältnis der einmal reflektierten zu den direkten longitudinalen Erdbebenwellen, und einige andere Beobachtungen über Erdbebenwellen. Nachrichten Gesell. Wiss. Göttingen, Math.-physic. Kl., 121—206 (1912).

ГЛАВА IX

ДАННЫЕ, ОСНОВАННЫЕ НА ИЗУЧЕНИИ ГЛУБОКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ *

Б. ГУТЕНБЕРГ и К. РИХТЕР

В настоящее время нет причин сомневаться в том, что землетрясения возникают на различных глубинах, по крайней мере, до 700 км от поверхности Земли. Согласно данным последних исследований, землетрясения подразделяются на нормальные, промежуточные и глубокие. Однако вполне удовлетворительно установить границы между этими подразделениями не легко.

Нормальные землетрясения, к которым, очевидно, относится большинство зарегистрированных толчков, возникают сравнительно недалеко от поверхности. К ним относятся почти все наиболее сильные и множество более слабых землетрясений, вызванных тектоническими причинами и часто ассоциирующихся со сбросами. Некоторые землетрясения являются результатом вулканической деятельности или других, второстепенных по своему значению, причин, как, например, обвалов пещер.

Термин «промежуточные землетрясения» впервые был введен Вадати [1] для землетрясений, происходящих на глубине от 100 до 300 км. Большинство толчков, приуроченных к этой глубине, имеет характерное географическое распределение, которое отличает их от нормальных и истинно глубоких землетрясений (см. рис. 18). Авторы обычно относят к этой группе толчки, происшедшие на глубинах от 60 до 250 км **. Однако эти пределы установлены не совсем точно и могут изменяться в зависимости от района.

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ

Характер распределения глубоких землетрясений впервые был рассмотрен Тёрнером [2], а затем изучался многими другими авторами [3]. Мы приводим здесь наиболее современные выводы, основанные на тщательном пересмотре распределения эпицентров и глубин очага [4].

Промежуточные точки наблюдаются почти во всех районах, в которых происходят нормальные землетрясения. Многие из них ассоциируются с тихоокеанским поясом нормальной сейсмической

---

* Более полные современные данные по этому вопросу можно почерпнуть в книге тех же авторов: «Сейсмичность земли». Госиноиздат, 1948 г. *(Прим. ред.)*

** В настоящее время к этой же категории авторы относят землетрясения с глубиной очага до 300 км. *(Прим. ред.)*

активности. Но за последнее время промежуточные толчки были отмечены также в Бирме, Гиндукуше, Иране, восточной части Средиземного моря, Румынии, в Италии и в примыкающих к ней областях и в южной части Атлантического океана (около 59° ю. ш., 27° з. д.). Толчки в Гиндукуше представляют собой единственную в своем роде серию повторных землетрясений, происходящих за последние 30 лет в одном и том же месте и примерно на одной и той же глубине (220 км). За последнее время ежегодно в этом месте наблюдается в среднем один довольно сильный толчок *.

Землетрясения с глубокими очагами в узком смысле этого слова известны в настоящее время лишь в районе Тихого океана. Однако наблюдения, пригодные для установления таких землетрясений, имеются только для относительно короткого отрезка времени, немногим превышающего 30 лет, а полностью приемлемы лишь наблюдения последней половины этого периода. Следовательно, наши знания об их распределении далеко неисчерпывающие.

Интересно отметить, что в Северной Америке не происходит ни глубоких, ни даже промежуточных толчков. Промежуточные толчки отмечены только в Мексике и Центральной Америке; наличие их предполагается также в Вест-Индии. Канадские землетрясения 1925 и 1935 гг., повидимому, имели очаги, расположенные несколько глубже нормальных, однако, еще неизвестно, имеем ли мы право рассматривать их как промежуточные толчки. То же самое можно сказать о ряде толчков, происшедших на Алеутских островах и на Аляске.

В Южной Америке имеется несколько групп толчков с глубиной очага от 600 до 660 км; их эпицентры расположены преимущественно к востоку от Анд, с которыми, насколько нам известно, они не связаны. Эти группы эпицентров, возможно, принадлежат единой непрерывной зоне сейсмической активности, что, впрочем, еще не вполне установлено. Имеющиеся тщательные исследования далеко не достаточны для подтверждения того, происходили ли в Южной Америке толчки на глубинах от 290 до 600 км. Аналогичный пробел существует и в данных о географическом распределении эпицентров, так как все довольно частые промежуточные толчки (на глубинах от 100 до 290 км) отмечаются в Андах или в сопредельных с ними областях.

Большинство более сильных нормальных толчков Южной Америки возникает еще дальше на запад, особенно часто в областях океанических глубин и на прибрежных равнинах.

Сейсмически активные области Японии исследованы весьма подробно благодаря большому количеству станций и детальным рабо-

* Советскими сейсмологами дано более детальное распределение очагов гиндукушских землетрясений. Они составляют целую группу и не повторяются точно в одном и том же месте. См. *Линден, Н. А.* Труды Сейсм. инст. АН СССР, 124, 1947 г. *(Прим. ред.)*

там Вадати и других сейсмологов. Географическое распределение здесь, в основном, такое же, как и в Южной Америке. В то время, как основная сейсмическая активность с нормальной глубиной очага ассоциируется здесь с глубокими впадинами, расположенными вдоль островов Тихого океана, эпицентры промежуточных толчков сдвинуты в сторону материка. Одна зона глубоких землетрясений простирается от Марианских островов к восточной части Хонсю, а затем вдоль Курильских островов до Камчатки. Другая зона захватывает район Кюсю и острова Рюкю и, вероятно, продолжается вдоль острова Формоза до Филиппинских островов. Как явствует из рис. 18, истинно глубокие толчки наблюдаются еще ближе к материку (т. е. еще дальше от Тихого океана). Они расположены вдоль двух главных зон, которые почти прямолинейны и пересекаются под углом, близким к прямому. Одна лежит к западу от Марианских островов и острова Бонин и пересекает Центральную Японию и Японское море по направлению к Владивостоку. Другая простирается к северо-востоку от Владивостока по направлению к Камчатке. Распределение очагов по глубине здесь иное, чем в Южной Америке. Пределы глубин почти повсеместно от 300 до 650 км, причем наиболее глубокие очаги находятся у концов и при пересечении упомянутых двух зон.

В районе Голландской Ост-Индии и Филиппинских островов наблюдается чрезвычайно сложное географическое распределение глубоких толчков. Очень глубокие толчки снова встречаются ближе к материку, в краевых областях Азиатского континента. Это значит, что в районе Филиппинских островов они встречаются на территории самих островов далеко к западу от области нормальной сейсмической активности, приуроченной к глубоким частям Тихого океана. Пояс очень глубоких толчков простирается через Яванское море и море Флорес. Соответствующие им промежуточные толчки наблюдаются под Явой и Суматрой, а нормальные толчки еще дальше, вдоль берега Индийского океана.

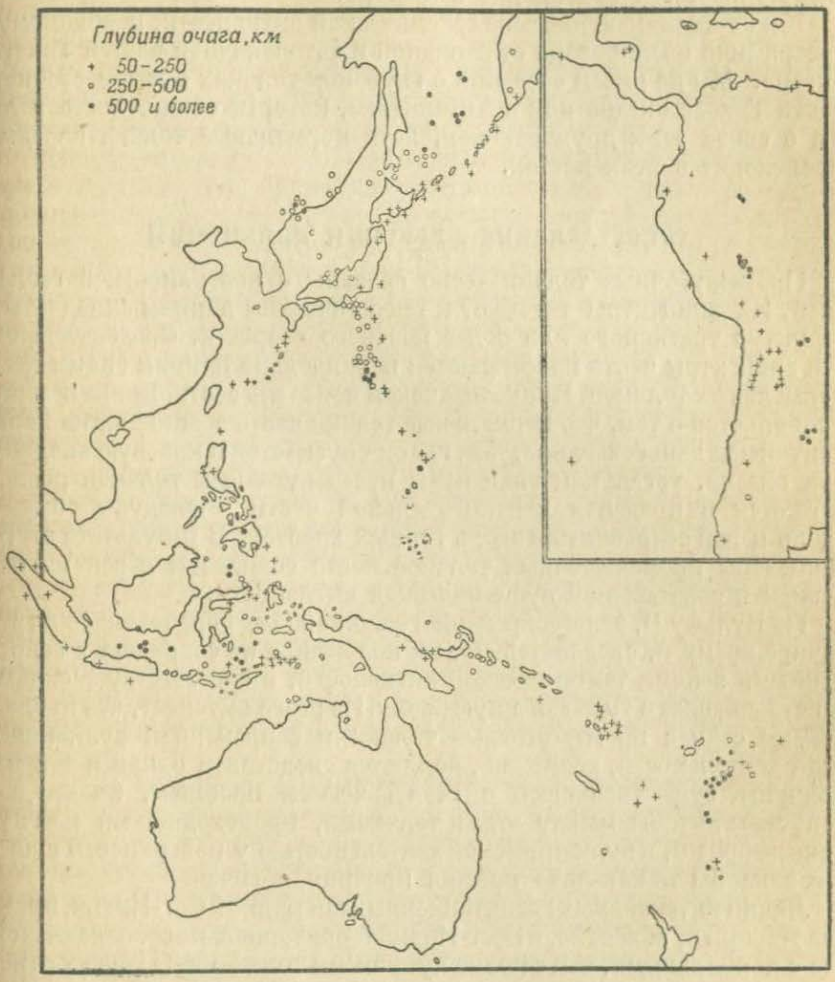
Линия промежуточных толчков простирается от северной части острова Целебес к Гальмагейре. Это довольно необычное направление совпадает здесь с зонами, известными своими тектоническими линиями, современным вулканизмом и гравитационными аномалиями.

Вокруг моря Банда и под ним возникают толчки всех типов: от нормальных до толчков на глубине 600 км.

Толчки промежуточного типа наблюдаются в районе, простирающемся от Новой Гвинеи через Соломоновы острова и Ново-Гибридские острова до островов Лойалти. На Соломоновых островах и островах Бисмарка встречаются также землетрясения с глубиной очага около 400 км.

Область между островами Фиджи, Тонга и впадиной Кермадек является зоной очень высокой сейсмической активности почти на

всех глубинах. Нормальные, иногда очень сильные, толчки наблюдаются, главным образом, восточнее, около впадин. Промежуточные толчки встречаются, повидимому, дальше к западу, хотя в этом районе



Р и с. 18. Карта распределения глубоких землетрясений вокруг Тихого океана.

трудно отличить их от нормальных толчков. Глубокие толчки наблюдаются еще дальше к западу. Самые глубокие толчки (до 680 км) наблюдаются около 20° ю. ш., 180° д. *

* Самое глубокое землетрясение произошло на глубине 720 км в районе Зондских островов. *(Прим. ред.)*

По накопившимся к настоящему времени данным авторы статьи не смогли подтвердить наличие промежуточных или глубоких землетрясений в районе Новой Зеландии, хотя возникновение здесь промежуточных толчков вполне возможно.

Южно-американская зона сейсмической активности, повидимому, совершенно изолирована от западной и юго-западной частей Тихого океана. Мы не имеем сведений о глубоких толчках в юго-восточной части Тихого океана или в Антарктике, которые свидетельствовали бы о связи этих двух районов, хотя нормальные толчки изредка происходят в этих местах.

СОПОСТАВЛЕНИЕ С ДРУГИМИ ЯВЛЕНИЯМИ

Промежуточные толчки тесно связаны с поверхностной геологией. Их эпицентры тяготеют к тектоническим линиям складчатых структур третичного или более позднего возраста. Следовательно, эти эпицентры часто простираются параллельно линиям эпицентров нормальных толчков. В тихоокеанском поясе это соотношение обычно проявляется в том, что нормальные толчки часто возникают на краю континентального шельфа, там, где он опускается в краевую впадину дна океана, тогда как эпицентры промежуточных толчков располагаются в пределах континентальной части и следуют обычно вдоль цепей островов или вдоль горных хребтов. В результате этого эпицентры промежуточных толчков часто совпадают с зонами недавней и современной вулканической активности.

По Вульфу [11], зоны современного вулканизма образовались в третичное время и, следовательно, их положение не совпадает с современными зонами тектонической активности, а соответствует силам, действовавшим в ту отдаленную эпоху. Из этого вытекает, что наблюдаемые сейчас промежуточные толчки и современная вулканическая деятельность, возможно, являются следствием одной и той же причины, существовавшей в геологическом прошлом, но трудно допустить, чтобы между этими толчками, происходящими на глубине до 250 км, и вулканической деятельностью у поверхности существовала бы какая-либо прямая причинная связь.

Линии интенсивных гравитационных аномалий в Ост-Индии, в районе Японии и, вероятно, в Вест-Индии территориально совпадают скорее с нормальными, чем с промежуточными толчками. В других районах для таких сопоставлений слишком мало гравитационных данных.

Распределение действительно глубоких очагов непосредственной связи с поверхностной геологией как будто бы не имеет. Единственным доказательством такой зависимости является то, что большая часть эпицентров глубоких землетрясений находится обычно в зонах, идущих параллельно крупным структурам. Эти зоны располагаются на расстоянии нескольких сот километров от зон нормальной и промежуточной активности тихоокеанского пояса.

МЕХАНИЗМ

Любая теория о структуре и физическом состоянии внутренних частей Земли (выше центрального ядра) должна быть согласована с теоретическими предпосылками и фактами о местоположении и механизме образования глубоких землетрясений. Авторы этой статьи неоднократно [4, 5, 6] выражали свое мнение о том, что причины этих землетрясений существенно не отличаются от причин, вызывающих землетрясения с нормальной глубиной очага.

Данные, имеющиеся в нашем распоряжении о землетрясениях всего мира, не дают основания утверждать, что между различными типами толчков существуют какие-либо определенные границы. Нормальные толчки, очевидно, наиболее многочисленны, и с увеличением глубины очага их частота медленно убывает. По этой причине промежуточные толчки встречаются с одинаковой частотой на всем диапазоне глубин. Переход от нормальных к промежуточным толчкам еще не изучен с достаточной детальностью. Сейсмограммы таких землетрясений обычно трудно поддаются интерпретации. При современном состоянии наших знаний и при той точности наблюдений, которой мы располагаем, определить глубину с достаточной степенью точности часто бывает невозможно.

Статистические таблицы для больших глубин (превышающих 700 км) не дают нам никаких характерных данных о распределении толчков. В отдельных районах дело обстоит иначе, поскольку почти каждая активная зона имеет одну или несколько характерных глубин, вблизи которых толчки более многочисленны.

Чрезвычайно интересно то, что ни для одного землетрясения еще не было установлено, чтобы глубина его очага значительно превышала 700 км. Хотя некоторые из самых глубоких толчков, судя по амплитудам на сейсмограммах, являются в то же время и самыми сильными.

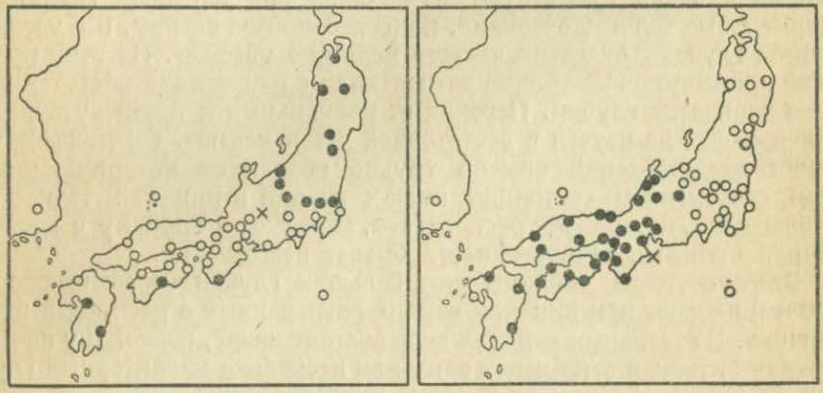
Буллен [12] недавно сопоставил этот факт с увеличением электропроводности, которое, кажется, имеет место на глубине около 700 км (см. гл. V), и с быстрым увеличением скорости сейсмических волн (см. гл. VIII) и с его собственными выводами о быстром увеличении плотности на этой глубине. На основании всего этого он заключил, что «многочисленные данные разных областей науки сходятся в том, что свойства вещества Земли существенно меняются на глубине порядка 500—700 км».

Интенсивные поперечные волны, наблюдаемые при глубоких землетрясениях, показывают, что вызвавший их механизм не может иметь характер взрыва, а определяется, как и в нормальных толчках, освобождающимися напряжениями *. Это предположение подтверждается картой распределения сжатий и разрежений при первом

* Напряжениями сдвига. *(Прим. ред.)*

вступлении, зарегистрированном станциями с различными азимутами и на различных эпицентральных расстояниях [7] (рис. 19). Зоны сжатия и разрежения при вступлении продольной волны разделены узловыми линиями, что свидетельствует о сложной структуре источника. Такие же, но не столь ясно выраженные явления наблюдаются при нормальных толчках. Это объясняется тем, что первое смещение от толчка с нормальной глубиной очага, в том виде, в каком оно регистрируется сейсмографами, обычно слабее, чем при глубоком толчке.

Наблюдения в Пасадене [4], так же, как и на других станциях, показывают, что от землетрясений данного района на протяжении



Р и с. 19. Направление первоначального движения при японских землетрясениях (черные кружки — по направлению от очага, светлые кружки — по направлению к очагу). Слева — землетрясение 2 июня 1931 г., глубина очага около 260 км; справа — землетрясение 2 июня 1929 г., глубина очага около 360 км. Эпицентры отмечены крестиками (по М. Ишимото).

длительных периодов времени первые смещения связаны либо со сжатием, либо с разрежением. Интересно, что это явление не связано с глубиной очага. Толчки в западной части Южной Америки, например, регулярно регистрируются в Пасадене с начальным разрежением; это относится к глубоким толчкам, происходящим на глубине около 600 км, к промежуточным толчкам — на глубине около 200 км и, за редким исключением, — к нормальным толчкам.

Несмотря на необходимость дальнейших исследований в этом же направлении, мы уже теперь имеем достаточно данных для того, чтобы констатировать, что толчки с глубоким очагом, так же, как и нормальные (тектонические), возникают в результате сдвигов или сбросов. Последние имеют одинаковое направление смещений на обширных пространствах; направления движения сохраняются на протяжении длительного времени и часто бывают одними и теми же для всех очагов данного района, независимо от их глубины. Это утверждение подтверждается геологическими данными об одина-

ковых прогрессивных смещениях на больших пространствах вдоль параллельных или почти параллельных сбросов.

Дополнительные сведения о единообразии механизма нормальных и глубоких толчков мы получаем на основании изучения повторных толчков сильных землетрясений с глубоким очагом. Такие повторные толчки часто бывает трудно заметить, но тщательное рассмотрение сейсмограмм приводит нас к заключению о том, что такие повторные толчки бывают, вероятно, не реже повторных толчков при сильных нормальных землетрясениях.

Помимо повторных толчков, на протяжении довольно короткого времени (несколько месяцев или лет) наблюдаются также повторения отдельных землетрясений в одном и том же очаге. Довольно частые землетрясения в Гиндукуше, которые уже упоминались нами, определенно свидетельствуют о том, что быстрое накопление больших напряжений на глубине порядка 220 км вполне возможно.

Наличие движений сдвига до глубины порядка 700 км не усложняет в принципе вопроса. Нет необходимости в наличии большей прочности пород на таких глубинах, поскольку (как об этом говорил Хаскэлл [8]) вязкость там так велика, что едва ли возможно быстрое течение даже при отсутствии сопротивления (см. гл. XIII). Этот факт устраняет все трудности, которые возникают при увязке местоположения глубоких землетрясений с условиями, которых требует изостазия. Для изостазии и для постепенного выравнивающего движения в земной коре кажется совершенно необходимым предположение о малой прочности на больших глубинах. Однако, несмотря на эту малую прочность, вполне возможны разрывы в результате сравнительно быстрого накопления больших напряжений. Это предположение подтверждается результатами современных опытов, проведенных в условиях высоких давлений. Так, Григгс [9] утверждает, «что в противоположность существующему мнению, опыты показывают, что когда порода вступает в область пластической деформации, она не будет неограниченно деформироваться, а подвергнется разрыву, как только деформация превзойдет предел пластичности».

Бриджмен [10] пишет, что сильные и спазматические разрывы и дислокации, свидетельствующие о наличии разрывов внутри Земли, могут быть присущи и пластической деформации.

ВЫВОДЫ

Нормальные (тектонические) землетрясения указывают на районы современной тектонической активности. Промежуточные толчки ассоциируются, главным образом, с линиями более древней тектонической деятельности (обычно третичной). Истинно глубокие толчки, как будто бы, ассоциируются с границей бассейна Тихого океана, и их эпицентры находятся на расстоянии нескольких сот километров по направлению от Тихого океана в глубь континента.

Они, повидимому, связаны с событиями ранних периодов истории Земли. Авторы не придают своим предположениям оттенка серьезной гипотезы, тем не менее они считают, что на протяжении длительного геологического времени существовало движение, благодаря которому верхние слои, окружающие бассейн Тихого океана, были смещены относительно более нижних слоев по направлению к центру Тихого океана и что на большой глубине не возникало новых зон сбросов или зон ослабления. Важно заметить, что и теперь, как это устанавливают наблюдения, все еще происходят упомянутые смещения на больших глубинах вокруг бассейна Тихого океана.

Одинаковое направление движений в этих районах как при нормальных, так и при глубоких землетрясениях свидетельствует о движении каждого континентального массива, как целого. Это движение может быть вращательным, поступательным или и тем и другим вместе.

У нас нет оснований говорить об особом механизме, порождающем глубокие толчки, так как и в этих случаях действующие силы, очевидно, идентичны силам, вызывающим землетрясения на нормальной глубине. В то время, как на глубинах, к которым приурочены нормальные толчки, прочность пород допускает накопление напряжений, на бóльших глубинах имеется достаточно высокий коэфициент вязкости, хотя относительно прочности материала никаких выводов сделать нельзя.

ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ IX

1. *Wadati, K.* Shallow and deep earthquakes (2d paper). Geophys. Mag., Tokyo, **2**, 1—36 (1930).
2. *Turner, H. H.* Deep Focus. International Seismological Summary for 1927, January, February, March. Pp. 1 and 108. Oxford (1930).
3. *Wadati, K.* On the activity of deep-focus earthquakes in the Japan Islands and neighbourhoods. Geophys. Mag., Tokyo, **8**, 305—325 (1935).

   Conrad, V. Die zeitliche Folge von Beben mit tiefem Herd. Gerlands Beitr. Geophysik, **40**, 113—133 (1933).

   Visser, S. W. Some remarks on the deep-focus earthquakes in the International Seismolog. Summary. Gerlands Beitr. Geophys., **47**, 321—332 (1936); **48**, 254—267 (1936).

   Leith, A., Sharpe, J. A. Deep-focus earthquakes and their geological significance. Jour. Geol., **44**, 877—917 (1936).

   Hayes, R. C. Normal and deep earthquakes in the south-west Pacific. Dominion Observatory (Wellington, N. Z.) Bull., **109**, 691—701 (1936).

   Berlage, H. P. A provisional catalogue of deep-focus earthquakes in the Netherlands East Indies 1918—1936. Gerlands Beitr. Geophysik, **50**, 7—17 (1937).
4. *Gutenberg, B., Richter, C. F.* Depth and geographical distribution of deep-focus earthquakes. Geol. Soc. America Bull., **49**, 249—288 (1938).
5. *Gutenberg, B.* Structure of the earth's crust and the spreading of continents. Geol. Soc. America Bull., **47**, 1587—1610 (1936).

6. *Gutenberg, B., Richter, C. F.* Materials for the study of deep-focus earthquakes. Seismol. Society of America Bull., **26**, 341—390 (1936).
7. *Honda, H.* On the types of the seismograms and the mechanism of deep earthquakes. Geophys. Mag., Tokyo, **5**, 301—324 (1936).
Ishimoto, M. Existence d'une source quadruple au foyer sismique d'après l'étude de la distribution des mouvements initiaux des secousses sismiques. Earthquake Res. Inst. Bull., **10**, 449—471 (1932).
8. *Haskell, N. A.* The motion of a viscous fluid under a surface load. Physics, **6**, 265—269 (1935); **7**, 56—61 (1936).
9. *Griggs, D. T.* Deformation of rocks under high confining pressures. Jour. Geology, **44**, 541—577 (1936).
10. *Bridgman, P. W.* Shearing phenomena at high pressure of possible importance for geology, **44**, 653—669 (1936).
11. *Wolff, F.* Die regionale Verteilung des tätigen Vulkane. Handbuch der Geophysik. Bd. 3, Ss. 295—343, Berlin, 1930 (см. стр. 298).
12. *Bullen, E. K.* Composition of the earth at a depth of 500—700 km. Nature, **142**, 671 (1938).

ГЛАВА X

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ. КОНТИНЕНТЫ И ОКЕАНЫ

Б. ГУТЕНБЕРГ и К. РИХТЕР

Хорошо известно, что в топографическом распределении суши и моря на поверхности земного шара проявляются важные особенности строения основных структурных типов земной коры. Это видно из табл. 62, где даны площади распространения суши и морского дна для различных интервалов уровня дна или суши.

Таблица 62

ПЛОЩАДИ РАЗЛИЧНЫХ УРОВНЕЙ
(по Коссинна)

Уровень, км (выше ур. моря)	Площадь, $10^6 \cdot км^2$		%	Уровень, км (ниже ур. моря)	Площадь, $10^6 \cdot км^2$		%
Выше 5	0,5		0,1	0—0,2	28,3	43,7	8,5
				0,2—1	15,4		
4—5	2,2		0,4				
3—4	5,8		1,1	1—2	15,2		3,0
2—3	11,2		2,2	2—3	24,4		4,8
1—2	22,6		4,5	3—4	70,8		13,9
0,5—1	28,9			4—5	119,1		23,3
0,2—0,5	39,9	105,8	20,8	5—6	83,7		16,4
0 —0,2	37,0			Ниже 6	5,0		1,0

Уровни даны в километрах выше или ниже среднего уровня моря, а площади — в миллионах квадратных километров. Таблица ясно показывает, что существует два главных максимума частоты уровней, один — у уровня моря, другой — приблизительно на 5 км ниже уровня моря.

Такое распределение частоты уровней сразу же дает нам возможность отличить настоящие океаны от мелких континентальных морей, под которыми структура земной коры такого же типа, как и под сушей материковых пространств. В результате дальнейших исследований океаны были подразделены на две группы, а затем и поверхность всей Земли — на две области, различные по структуре и по геологической истории. Одна из них охватывает бассейн Тихого

океана, другая — все современные континенты и континентальные моря, а также Атлантический и Индийский океаны. Вторая, так называемая «континентальная» область, состоит в основном из районов, о которых мы знаем достоверно или предполагаем, что в различные периоды они были то сушей, то морем.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ *

Уже в 1888 г. Зюсс [2] отметил разницу в структуре между районами Атлантического и Тихого океанов. Он считал, что Атлантическая структура характерна не только для берегов Атлантического, но также и для берегов Индийского океана. Эти берега имеют специфические, оборванные разломами, очертания, тогда как берега Тихого океана плавно изогнутые и их контуры определяются простиранием складчатых горных цепей.

Зюсс одним из первых установил демаркационную линию в западной части района Тихого океана, разделяющую структуры на два различных типа. Борн называет эту линию границей андезитов, или *андезитовой линией*, так как на западной стороне этой линии молодые изверженные магмы в основном представлены андезитами, а на восточной — базальтами (см. рис. 20).

Точное соотношение между изверженными породами и структурой еще не вполне установлено. Мы считаем эту линию истинной границей, которая отделяет азиатскую и австралийскую континентальные площади от бассейна Тихого океана. Островные дуги, лежащие к западу от этой линии, отличаются характерной структурой складчатых континентальных горных цепей, в то время как острова на востоке, в бассейне Тихого океана, как будто бы, не имеют ни складчатости, ни следов орогении и состоят из вулканических вершин, изолированных или сгруппированных в цепи.

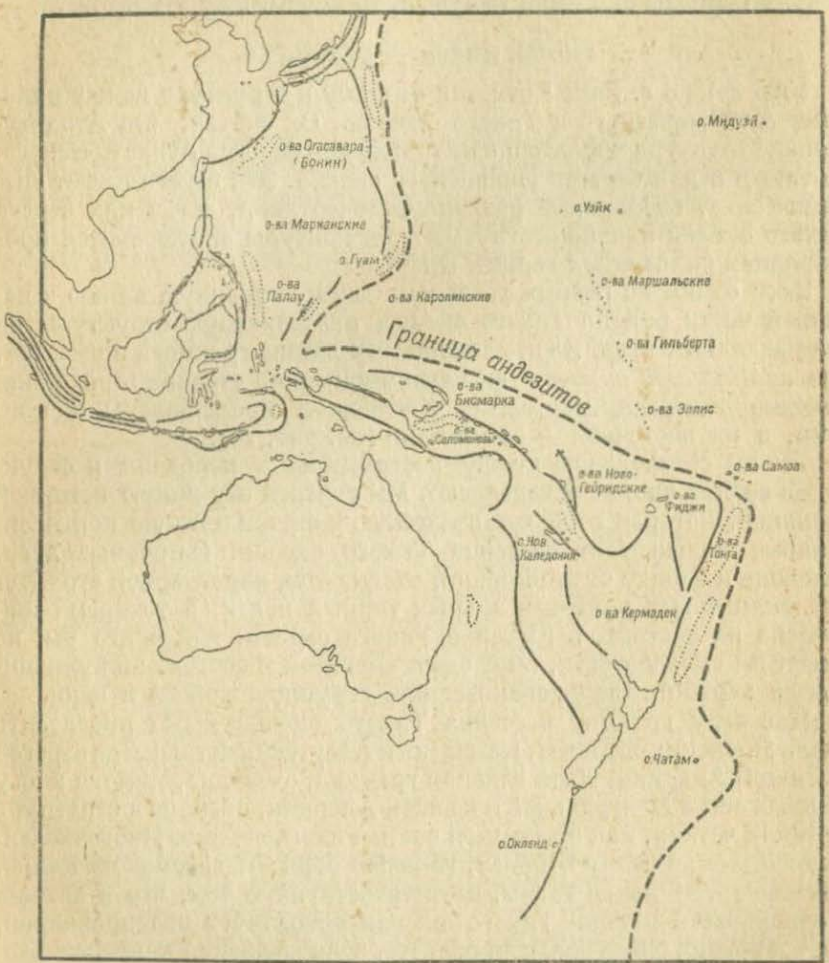
К северу границу бассейна Тихого океана легко проследить вдоль Японских островов, Камчатки и Алеутских островов до берегов Северной Америки. Хотя главная граница, очевидно, тянется к югу вдоль берегов Центральной и Южной Америки, разница в структуре не такая четкая, как в западной части Тихого океана. Многочисленные данные по этому вопросу, главным образом сейсмологические, приведенные в конце главы, свидетельствуют о том, что в юго-восточной части района Тихого океана существует изолированная, но, возможно, очень большая область, отличающаяся континентальной структурой.

В недавно опубликованной статье Марка Бэнди [34] описываются породы, залегающие на острове Пасхи, которые были предметом оживленного обсуждения. Этот остров имеет вулканическое происхождение. Хотя Бэнди нашел там андезиты и другие родственные им породы, он считает, что они явились результатом нормальной

* См. также гл. 1.

диференциации базальтовой магмы, и не признает их как доказательство нижележащей континентальной структуры.

Южная граница района Тихого океана нам неизвестна. Зона с крутым уклоном дна, опускающаяся от земли Мэри Бэрд



Р и с. 20. Структурная карта юго-западной части Тихого океана (по А. Борну).

в антарктический бассейн, возможно, является частью этой границы [31]. Известны еще несколько удаленных изолированных районов, имеющих, повидимому, структуру тихоокеанского типа. Возможно, что Вест-Индия является областью такого рода, ибо большинство тектонических карт свидетельствуют о наличии там берего-

вых структур Северной и Южной Америки, соединенных дугообразной петлей через Антильские острова (см. рис. 22). Эта область отрезана от района Тихого океана сравнительно молодым вулканическим районом у Панамского перешейка.

Аналогичная петля, повидимому, не имеющая барьера, который отделял бы ее от бассейна Тихого океана, простирается от Южной Америки через Фальклэндские острова и Южную Георгию и затем, делая крутой поворот, подходит на западе к Антарктике. Бассейн Северного Ледовитого океана к северу от Америки, хотя и совершенно отделен от тихоокеанского бассейна широкой полосой с континентальным типом строения, все же характеризуется наличием больших глубин около берега [4]. Сейсмические данные свидетельствуют о том, что на ограниченной площади земная кора имеет здесь строение такого же типа, как в Тихом океане *.

Как уже указывалось ранее, в область атлантической или континентальной структуры включаются Атлантический и Индийский океаны, а также современные континенты и континентальные моря. Важно выяснить, насколько однородна структура на всей этой площади. Несомненно, что структуры, обнаруженные на континенте, простираются в глубь бассейнов океанов. Об этом нам говорит геология островов и более современные данные геологических и геофизических исследований, которые проводились около американских берегов Атлантического океана [5, 6]. Однако геофизические данные получили отрицательную оценку, и по этому вопросу нужны дополнительные материалы. Возможно, что бассейны Атлантического и Индийского океанов, благодаря различной геологической истории, действительно отличаются по своей структуре от современных континентов. По существу, вся суша современных континентов в тот или другой период испытывала затопление, но лишь мелкими континентальными морями, глубина которых была приблизительно равна глубине современных океанов только в сравнительно узких геосинклинальных депрессиях. С другой стороны, авторы всех тех теорий, которые не признают перемещения континентов, полагают, что в прошлом через площадь современных океанов протягивались мосты из суши.

ДАННЫЕ, ПОЛУЧЕННЫЕ В РЕЗУЛЬТАТЕ ИЗМЕРЕНИЯ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

Измерения силы тяжести на поверхности позволяют нам судить об изменениях плотности или распределении масс в недрах Земли. Теоретически любому распределению силы тяжести у поверхности должно соответствовать одно из бесконечного числа воз-

* Аналогичные данные получены в последние годы и относительно некоторых глубоководных районов Атлантического океана. *(Прим. ред.)*

можных распределений масс внутри Земли. Однако эти теоретически возможные случаи ограничены таким образом, что часто на основании гравиметрических данных можно сделать вполне определенные или весьма правдоподобные выводы.

Наиболее важным выводом, сделанным на основании определений силы тяжести, является существование изостазии [7]. Термин *изостазия* означает стремление масс земной коры распределиться таким образом, что во всех вертикальных колоннах в любом районе вес масс, расположенных выше некоторого определенного уровня *, отнесенный на единицу поперечного сечения, всегда оказывается постоянным. Но поперечное сечение колонны не должно быть слишком малым, ибо в каждом районе имеются сравнительно небольшие площади, которые не находятся в состоянии изостатического равновесия. Для выявления изостазии вполне достаточны поперечные разрезы порядка 10 000 км² (с радиусом около 60 км).

Глубина поверхности изостатической компенсации зависит от сопротивления пород и, повидимому, слегка различна в различных районах. Числовые величины, подсчитанные для этой глубины, зависят от принятых предположений. Хейсканен [8] установил, что изостатическая компенсация на глубине около 50 км очень хорошо представляет наблюдаемое распределение силы тяжести. Он основывается на том предположении, что распределение плотности в земной коре соответствует такому ее распределению, которое подтверждается сейсмологическими исследованиями мощности различных слоев коры. В трудах «Северо-американской береговой и геодезической службы» [7] глубина поверхности изостатической компенсации на основании других предположений определяется 100 км от поверхности Земли.

Теоретически нет причин предполагать, что глубина компенсации должна характеризоваться каким-либо внезапным изменением физических свойств, и у нас нет никаких данных, указывающих на что-либо подобное. По всей вероятности, это такая глубина, на которой прочность горных пород начинает уменьшаться. Ниже этой глубины не должно быть никаких значительных изменений плотности в горизонтальном направлении.

Процессы, поддерживающие изостатическое равновесие, должны быть чрезвычайно медленными, и, следовательно, это равновесие может подвергаться нарушениям вследствие геологических явлений. С одной стороны, некоторые изменения протекают так медленно, что они успевают компенсироваться изостатическим выравниванием, происходящим одновременно с этими процессами изменения нагрузки. Другие изменения, наоборот, происходят настолько быстро по сравнению со скоростью изостатического выравнивания, что

* Этот уровень называют поверхностью или уровнем изостатической компенсации. *(Прим. ред.)*

появляются значительные аномалии силы тяжести. Наблюдаются также процессы промежуточного типа, которые протекают с такой скоростью, при которой возможно частичное выравнивание.

Примером процессов первого типа является образование больших дельт, где накопляются мощные осадочные отложения. Геологические данные ясно показывают, что в области дельты горные породы под влиянием увеличивающейся нагрузки постепенно оседают и в результате этого оседания новые осадки всегда откладываются в мелкой воде. Этот факт подтверждается гравитационными данными, полученными в районах дельт, которые свидетельствуют о том, что на этих площадях не наблюдается таких больших аномалий силы тяжести, какие можно было бы предполагать, если бы увеличение нагрузки не компенсировалось изостатически [9].

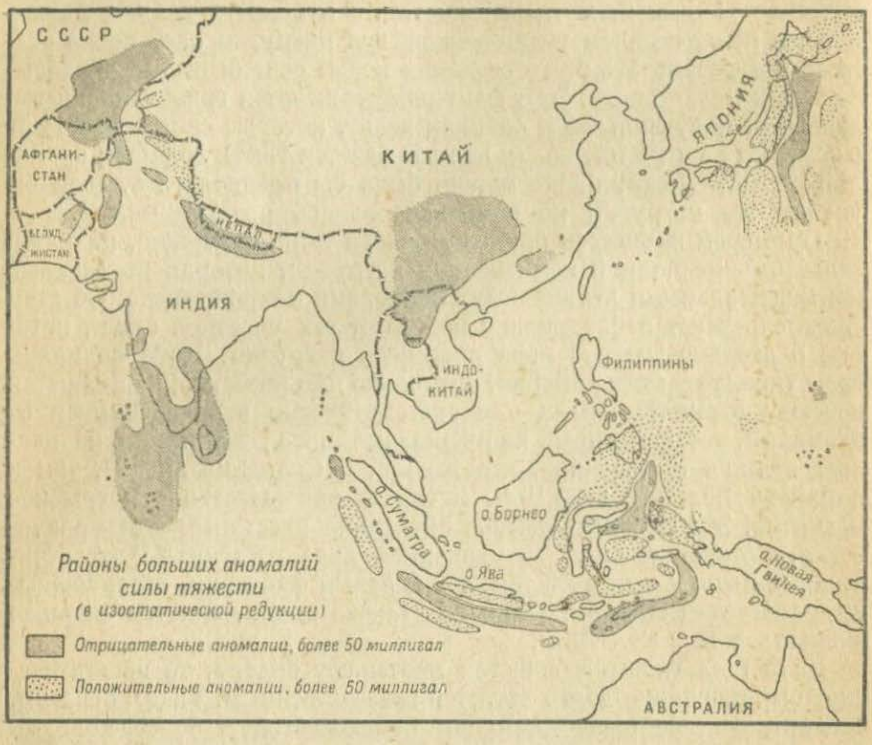
Примером процессов промежуточного типа, возможно, является запаздывание полной компенсации нагрузки, которая вызывалась континентальными ледниковыми покровами в плейстоцене. Об этом свидетельствует запаздывание поднятия тех участков суши, которые благодаря таянию льда лишились нагрузки. Хотя аномалии силы тяжести в этих районах, насколько нам известно, не являются повсюду отрицательными или систематически отличающимися от аномалий, установленных на площадях такого же типа, но не подвергавшихся оледенению, все же как в Скандинавии [8, 10], так и в районе Великих озер [11, 35], и сейчас наблюдается непрерывное поднятие. Это поднятие обычно объясняют восстановлением равновесия, которое следует за удалением льда. Хаскэлл [12] теоретически пришел к выводу о том, что главным фактором, задерживающим изостатическое выравнивание такого рода, является большая вязкость в недрах Земли.

Если геологические события протекают быстро, то изостатическое выравнивание долго остается незавершенным. Таким образом, сравнительно большие аномалии наблюдаются в более молодых горных хребтах и во многих глубоких впадинах (трогах) в океанах (где нередки аномалии порядка —200 миллигал). Особенно интересны гравианомалии районов современной напряженной тектонической деятельности, например, в Ост-Индии.

Венинг Мейнес [13] и другие ученые (гл. VII) использовали гравитационные данные для объяснения геологических процессов.

Многочисленные гравитационные данные, имеющиеся в нашем распоряжении, ясно показывают, что породы на площади тихоокеанского бассейна имеют бо́льшую плотность, чем породы, слагающие земную кору на материках. Явление изостазии сочетается с наличием более тяжелых пород под материками. Породы материков поддерживаются ими, как более легкие твердые тела поддерживаются более тяжелой жидкостью. Однако масса пород, поддерживаемая таким образом, включает как верхнюю часть более тяжелых пород (сима), так и более легкие породы континента (сиаль).

Для изучения местной структуры районов широко использовались гравиметрические съемки. Но выводы, которые на них основываются, менее определенны по сравнению с выводами, полученными на основании сейсмических данных. Тем не менее они часто дают



Р и с. 21. Районы больших аномалий силы тяжести (в изостатической редукции) в юго-восточной Азии. Характерно, что для больших площадей аномалий силы тяжести неизвестно.

нам ценный материал в отношении мощности осадочных слоев и глубины залегания фундамента (см. гл. I и литературу в конце главы [8, 10, 16]).

Рис. 21 представляет собой попытку изобразить на карте распространение больших аномалий силы тяжести в районе юго-восточной Азии. Для Ост-Индии и Филиппинских островов мы использовали данные Венинг Мейнеса [13], а для других районов данные были взяты из различных источников [20]. Площади с большими положительными аномалиями обозначены точками; площади с отрицательными аномалиями заштрихованы. Различные авторы, данные которых были использованы для этой цели, использовали разные методы

редукции гравиметрических наблюдений, так что их результаты не вполне сравнимы. На схематической карте мы попытались указать те площади, где аномалии силы тяжести в изостатической редукции превышают 50 миллигал. Для некоторых больших и важных районов, как, например, для районов, расположенных между Японией и Филиппинскими островами, мы не располагаем данными о распределении аномалии силы тяжести. Площади с аномалиями оконтурены толстой линией в тех случаях, когда данные о них достаточно точны, и пунктирной линией, когда они сомнительны.

Рис. 22 представляет собой подобную карту для площади Вест-Индии. Она основана на данных Венинг Мейнеса [36], Юинга [37] и Хесса [38]. Карта Хесса была использована в качестве основы и как источник многочисленных данных, в частности относительно интрузий змеевиков, которые указаны крестиками. Хесс установил, что эти змеевиковые интрузии встречаются еще дальше к югу, по направлению к западному берегу Южной Америки.

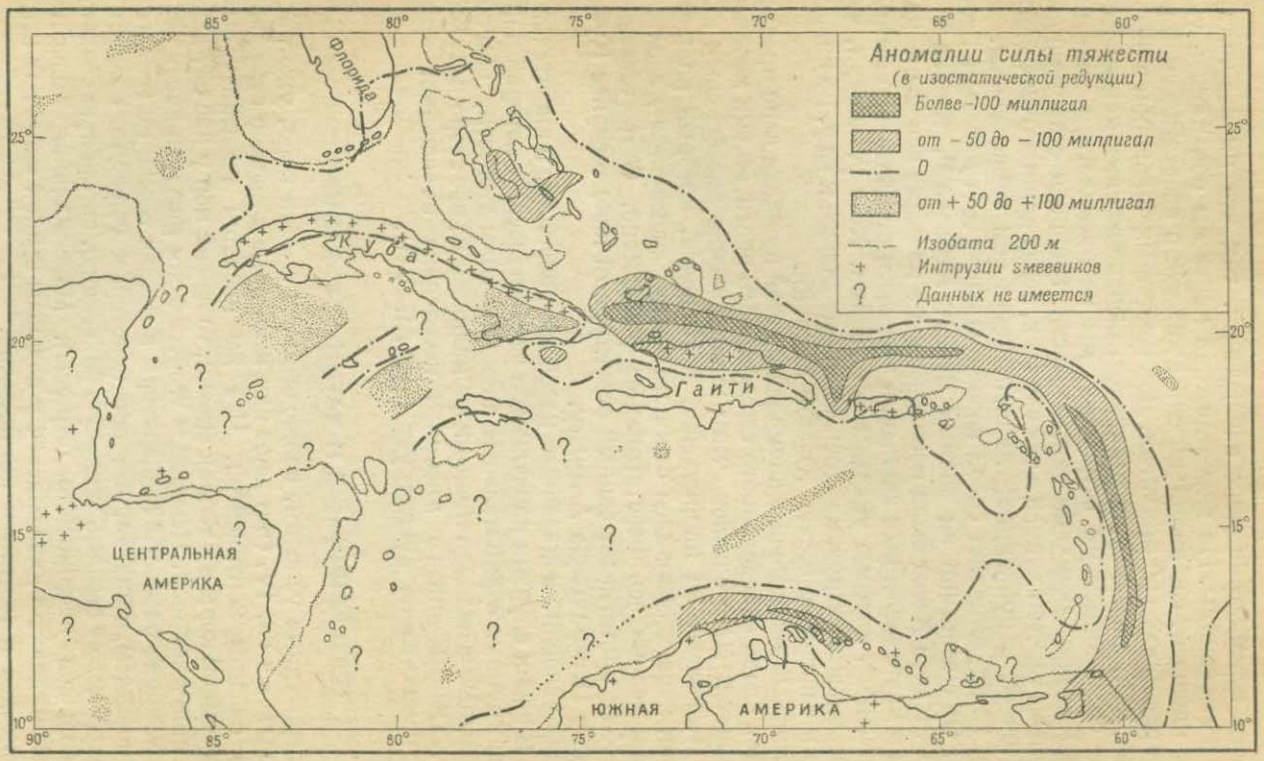
Крупные отрицательные аномалии на этой площади ясно прослеживаются вдоль определенного структурного пояса, но они местами прерываются. Хесс считает, что местоположение змеевиковых интрузий указывает на направление этого пояса, который раньше, вероятно, характеризовался отрицательными аномалиями, а затем здесь восстановилось изостатическое равновесие. Соответственно с этим Хесс протягивает единый структурный пояс севернее Кубы и оттуда в Центральную Америку.

Общие условия, показанные на обоих рисунках, поразительно схожи. В обоих случаях наблюдается узкая полоса, к которой приурочены крупные отрицательные аномалии силы тяжести, обычно сопровождаемые положительными аномалиями по обе стороны такой полосы. Общепринятого мнения относительно объяснения этих фактов пока что не существует (см. гл. VII).

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ И МАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ

Температурные условия, наблюдаемые в земной коре, уже рассматривались в гл. IV. Они дают нам некоторые данные о строении коры в области континентов. Что же касается температурных условий земной коры в районах океана, то до сих пор у нас нет данных по этому вопросу. Пекерис [14] теоретически рассматривает возможное влияние разности температуры в недрах Земли на геологические процессы, полагая, что при некоторых условиях разность температур может вызвать тепловую конвекцию, способную создать очень большие напряжения (стрессы). Максимальная разность напряжений должна наблюдаться у подошвы земной коры над центрами океанов и центрами континентов.

В настоящее время в нашем распоряжении имеются данные о географическом распределении различных элементов земного маг-



Р и с. 22. Районы больших аномалий силы тяжести (в изостатической редукции) в Центральной Америке.

нетизма [15]. Многие особенности распределения элементов земного магнетизма специфичны и не имеют никакой видимой связи с крупными структурами, о которых шла речь в этой главе. Однако Флеминг [40] считает, что мировая карта интенсивности вековых изменений магнитного поля за интервал времени с 1885 по 1922 г. «снова свидетельствует о том, что наибольшая интенсивность вековых изменений, как об этом уже говорил Фиск, наблюдается в той части Земли, которая, согласно нашим предположениям, имеет гранитный слой коры. В Тихом океане вековых изменений совершенно не наблюдается» (см. также ссылку 41).

Детальные магнитные исследования на площади континентов иногда дают очень ценные сведения о местной структуре верхней части земной коры и, главным образом, ее осадочных слоев [32].

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Сейсмические методы являются наиболее эффективными методами ознакомления с недрами Земли. Они уже описаны в гл. VIII, но поскольку мы сейчас занимаемся вопросом о строении земной коры, следует ввести некоторые дополнения или более детально рассмотреть этот вопрос.

Географическое распределение эпицентров отчасти является указанием на распределение активных сбросов. Распределение эпицентров глубоких землетрясений рассматривалось в гл. IX. В настоящей главе мы, главным образом, будем рассматривать нормальные землетрясения (до глубины 60 км), так как они дают сведения об условиях в земной коре.

Основная часть сейсмической активности на Земле наблюдается в двух главных поясах. Один из них, более активный, опоясывает Тихий океан, другой простирается через область Средиземного моря из Европы к востоку через Азию и соединяется в Ост-Индии с тихоокеанским поясом [17].

В своей северной и восточной частях тихоокеанский пояс имеет простые очертания. Его можно проследить в виде одной, почти непрерывной линии эпицентров от восточного берега Японии, вдоль Камчатки, Алеутских островов и берегов обеих Америк. Центры главной активности находятся далеко от берегов, часто располагаясь вдоль океанических впадин. Дуга в западной части Северной Америки является в данном случае исключением, так как от Аляски до Северной Мексики вдоль береговой линии значительных океанических впадин не прослеживается. Крупные землетрясения наблюдаются дальше в глубину материка — в Калифорнии. На площади от Британской Колумбии до северной части Калифорнии эпицентры главнейших землетрясений хотя и часто регистрируются далеко от берега, все же, вероятно, находятся в пределах континентального шельфа.

Как указано выше, главный пояс сейсмической активности проходит непосредственно у берега Центральной Америки, продолжаясь мимо Панамского залива к Колумбии. Однако имеется отчетливо выраженный ряд эпицентров, расположенных по прямой линии, проходящей через Вест-Индию и северную часть Южной Америки вдоль петлеобразной структурной дуги (см. рис. 22), которая обычно изображается на тектонических картах. У нас нет данных, свидетельствующих о том, что зона активности в Вест-Индии представляет собой часть средиземноморского пояса. Между Антильскими островами и Средне-атлантическим валом фактически не наблюдалось ни одного эпицентра. Отдельные сильные землетрясения в южной части Атлантического океана как будто бы подтверждают сейсмическую активность такой же петлеобразной тектонической дуги, простирающейся от оконечности Южной Америки через Фольклэндские острова, Южную Георгию и другие южные острова до Антарктики.

В центральной части Японии пояс сейсмической активности разбивается на две ветви, из которых одна тянется к югу, по континентальной стороне андезитовой линии вдоль западной границы тихоокеанского бассейна (рис. 20), тогда как другая простирается через Южную Японию, Формозу и Филиппинские острова в район Молуккских островов, где обе линии настолько сближаются, что их невозможно отличить друг от друга на основании одних лишь сейсмических данных. Восточную ветвь, которая везде проходит на континентальной стороне андезитовой линии, можно проследить через район Соломоновых островов, Ново-Гебридских островов и островов Фиджи к впадинам Тонга и Кермадек и далее к югу мимо Новой Зеландии к району острова Мак-Куари. Поскольку почти ничего неизвестно о сейсмической активности в Антарктике (за исключением того, что там довольно часто наблюдаются большие землетрясения), мы не можем сказать, должна ли эта линия эпицентров соединиться через Антарктику с линией, простирающейся от Южной Америки в южную часть Атлантического океана.

Второй главный пояс сейсмической активности проявляется как продолжение западной ветви тихоокеанского пояса. Эпицентры проходят близко от выявленного Венинг Мейнесом пояса отрицательных изостатических аномалий силы тяжести и располагаются далее в полосе, протягивающейся от Филиппинских островов к островам близ моря Банда, и оттуда на запад по внешнему краю южных берегов Явы и Суматры. Однако эпицентры в районе Целебеса, моря Банда и Молуккских островов нередко характеризуются неопределенностью, отчасти благодаря обычным для этого района промежуточным и глубоким землетрясениям. Из Суматры пояс активности тянется к северу мимо Никобарских и Андаманских островов к Бирме, где он поворачивает на запад и пересекает Азию и южную Европу по линии альпийского тектонического пояса (в особенности

по его южной стороне) до западного края Средиземного моря и немного дальше от него в Атлантический океан. Соединяется ли он действительно со средне-атлантическим поясом — сейчас мы еще не можем решить.

Средне-Атлантический вал, или подводный хребет, хорошо выделяется по линии эпицентров, простирающейся от экваториального района до Исландии. Хотя эти землетрясения обычно невелики, но их эпицентры хорошо определены, благодаря благоприятному расположению этих районов между американскими и европейскими сейсмологическими станциями. Для южной части Атлантического океана обстоятельства не столь благоприятны. Очевидно сейсмическая активность там меньше, чем в северной части Атлантики, и несколько сомнительных эпицентров оставляют нерешенным вопрос о том, соединяется ли этот активный пояс с поясом интенсивной сейсмической деятельности вблизи Южной Георгии (принадлежащей к тихоокеанскому поясу) или он опоясывает южную часть Америки и оттуда тянется в Индийский океан.

Совершенно очевидно, что сейсмическая область Вест-Индии не соединяется через Атлантический океан со средиземноморским поясом, хотя это соединение и указывалось на многих старых сейсмических картах мира.

Неясно, далеко ли простирается средне-атлантический пояс активности к северу от Исландии. Имеется несколько разбросанных эпицентров небольших толчков, свидетельствующих о его продолжении к северу и востоку мимо Шпицбергена, вдоль арктического берега Азии, возможно, до Берингова моря. Совершенно бесспорно, что в районе Ново-Сибирских островов и Восточно-Сибирского моря имеется пояс значительно меньшей активности, который Тамс [18] сделал предметом специального изучения.

Так как разломы в восточной Африке представляют собой геологические доказательства недавней большой активности, то следует отметить, что крупные землетрясения за последние 25 лет были редким явлением в этом районе. Однако в прошлом деятельность была довольно интенсивна, о чем свидетельствуют данные о нескольких крупных землетрясениях, полученные инструментальными методами приблизительно в 1910 и 1912 гг.

В западной части Индийского океана эпицентры расположены по линии, которая тянется из района островов Чагос через остров Маврикия к поднятию Крозэ. Как уже упоминалось выше, эта линия, возможно, соединяется к югу от Африки с атлантическим поясом. Сейсмическая активность здесь в общем имеет не особенно интенсивный характер, за исключением района 34° ю. ш. и 57° в. д., где за последние годы наблюдались многочисленные землетрясения, из которых некоторые были очень значительными. Самые ранние толчки, связанные с этим эпицентром, отмеченные в «Международных сейсмических сводках», имели место в 1925 г., однако вполне

возможно, что интенсивная деятельность здесь имела место и в более ранний период.

Другие значительные центры активности в Индийском океане расположены около Аденского залива (Сокотра), на площади к югу от Никобарских островов (около 0° ш., 88° в. д.) и на подводной возвышенности о. Кергуэлен.

Вышеприведенный перечень активных поясов охватывает большинство зарегистрированных, главным образом, крупных землетрясений. Однако имеются изолированные площади, очевидно, не связанные с каким-нибудь активным поясом, на которых либо наблюдаются частые небольшие землетрясения, либо зарегистрированы редкие, но крупные землетрясения, а иногда и то и другое. Три вышеуказанных центра сейсмической активности в Индийском океане, повидимому, относятся к этому типу. Такие же изолированные площади известны и в Тихом океане. Так, например, в районе Гавайских островов имеется значительная площадь небольшой активности, и было отмечено одно довольно крупное землетрясение. Отдельные толчки наблюдаются в районе острова Пасхи и на некотором расстоянии к югу и к юго-востоку от него на площади поднятия острова Пасхи; эпицентры в этих районах обычно определены не вполне точно. Землетрясения отмечаются также около экватора вдоль подводной возвышенности острова Галапагос.

Хорошим примером сильного толчка в районе, в котором прежде сейсмическая деятельность не наблюдалась, является землетрясение в Баффиновом заливе 20 ноября 1933 г.

Спорадическая сейсмическая активность в восточной части Северной Америки еще не вполне хорошо изучена. Большие землетрясения наблюдались в 1663 г. (в Канаде), в 1811—1812 гг. (в центральной части долины Миссисипи), в 1886 г. (в Чарльстоне). Значительные по силе толчки наблюдались также в юго-восточной Канаде в 1925 и 1935 гг.

Точное определение условий сейсмичности в области, отмеченной большими землетрясениями в северо-западной части Китая и на Алтае, нуждается в дальнейшем изучении. Она лежит к северу от средиземноморского или альпийского пояса структур.

Говоря о распределении эпицентров, следует заметить, что нормальные или неглубокие землетрясения, связанные с самой недавней деятельностью, не всегда располагаются на более древних, установленных по геологическим данным, тектонических линиях, из которых многие возникли в третичный период или даже раньше. Такие линии, обычно, лучше прослеживаются по расположению эпицентров промежуточных землетрясений (см. гл. IX) и вулканических очагов. Сравнивая современную и более древнюю тектоническую деятельность, мы приходим к заключению, что на тихоокеанской площади современная активность смещается к тихоокеанскому бассейну. В альпийском поясе она смещается к югу.

Как указано в гл. VIII, данные о скорости продольных и поперечных волн проливают свет на строение земной коры. В результате сейсмической разведки, использующей искусственные взрывы, мы имеем большое количество данных о самых верхних частях земной коры (на глубину нескольких километров), включающих осадочный слой. Таким образом были исследованы местные структуры, сбросы, надвиги [19]. Была установлена мощность осадков до 15 км, так что часто можно проследить контур подстилающего комплекса основания. Этот уровень на континентальных площадях либо совпадает, либо непосредственно перекрывает гранитный слой, установленный на основании сейсмических данных. Попытки достичь основания этого слоя методами искусственных взрывов до сих пор не были успешными, и наши сейсмические данные о мощности гранитного слоя зависят от регистрации естественных землетрясений.

Сейсмическая разведка, как и следовало ожидать, показывает, что скорость сейсмических волн увеличивается с глубиной в любом однородном материале. Однако при сейсморазведке и при сейсмографической регистрации больших взрывов в каменоломнях часто наблюдается, что первые волны отличаются большей скоростью, нежели продольные волны землетрясений, идущих в гранитном слое. Весьма вероятно, что некоторые осадочные породы около поверхности, особенно если они сцементированы и имеют древний геологический возраст, могут передавать волны с большей скоростью, чем гранит.

Ивинг и его сотрудники [6] применяли сейсмические методы разведки в районе атлантического побережья США, причем опыты продолжались и под водой на расстоянии 100 км от берега. Было установлено, что кристаллический комплекс основания погружается постепенно со сравнительно небольшой глубины от плато Пьемонт (около 100 км к западу от береговой линии) до глубины 1500 м у берега и до 4000 м на расстоянии 100 км от берега. Если мы сумеем подтвердить эти данные, то они будут иметь большое значение.

Принципы сейсмического метода исследования могут также иметь применение в двух важных случаях: 1) если верхний слой состоит из воды; 2) если он состоит из льда. Чрезвычайно плодотворный метод измерения отраженных звуков сильно расширяет наши знания, основанные на предположении о подстилающих структурах в отношении контуров дна океана. Этим же методом установлены очертания большого количества подводных каньонов на континентальных шельфах (см. главу I). Сейсмические методы были также использованы для определения мощности льда в ледниках [21] вблизи Малой Америки на Антарктическом материке [22] и в Гренландском континентальном ледниковом покрове [23]. При первом рассмотрении проведенных в Гренландии наблюдений был сделан важный вывод о том, что основание льда внутри ледникового покрова находится около уровня моря. Это свидетельствует об изостатическом опускании

пород под тяжестью льда; повидимому, аналогичное явление имело место в Америке и Скандинавии во время плейстоценовых оледенений. Однако данные эти были пересмотрены Брокампом [24], который пришел к заключению, что на основании их для центральной Гренландии нельзя сделать точных выводов и для того, чтобы определить степень оседания, необходимы дальнейшие наблюдения.

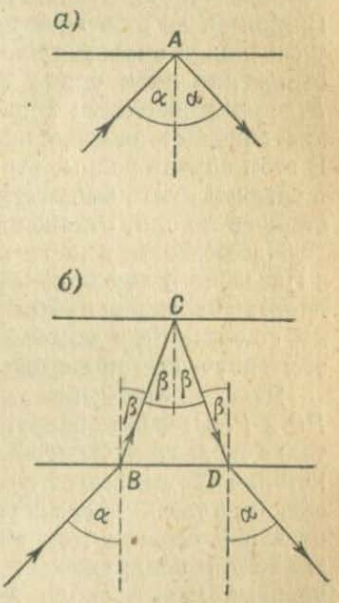
Как уже говорилось, главным источником наших сведений о структуре земной коры на глубине, превышающей несколько километров, является интерпретация сейсмограмм естественных землетрясений. Скорость сейсмических волн и то строение, которое устанавливается в результате изучения времени пробега волн землетрясений на коротких расстояниях, уже обсуждались в главе VIII. Наблюдаемые амплитуды могут дать нам дополнительные данные. Теоретически можно показать [25], что постепенное увеличение скорости с глубиной должно быть связано с большими амплитудами на расстояниях, где выходящий луч достигает своей самой глубокой точки (на глубине, на которой наблюдается увеличение скорости). Если скорость в самой глубокой точке почти не изменилась, то соответствующие амплитуды выходящей сейсмической радиации сравнительно невелики. Если скорость незначительно уменьшается с глубиной, то амплитуды очень малы. Наконец, если скорость волн уменьшается с глубиной со скоростью порядка $dv/dr > v/r$ (где v — скорость волн, а r — радиус-вектор, измеряемый от центра Земли), то кривая времени пробега сейсмических волн прерывается и появляется теневая зона, в которой наблюдаются лишь преломленные волны. Этот результат аналогичен тому, который возникает при наличии разрыва непрерывности свойств, когда скорость сейсмических волн меньше в той среде, которая располагается ниже. Но действительные условия соответствуют только такому случаю, когда скорость постепенно увеличивается. Характерно, что в наружной части оболочки Земли скорость продольных волн равна 8—10 км/сек., так что уменьшение скорости на 0,02 км/сек. при увеличении глубины на 10 км уже достаточно для образования теневой зоны.

Этот метод исследования еще не применялся к волнам, наблюдаемым на очень коротких расстояниях и, следовательно, идущим внутри материковой коры. Однако для волн, проникающих на большую глубину, мы имеем данные по различным районам, в частности для Калифорнии, Европы и Японии. Во всех этих районах кривые времени пробега волн для нормальной фазы $P(P_n)$ фактически прямолинейны на эпицентральном расстоянии до 14°, амплитуды очень малы между 6 и 14° и, очевидно, уменьшаются с расстоянием в этом интервале. В точке, соответствующей примерно 14°, амплитуды внезапно увеличиваются, и это возрастание амплитуд продолжается до тех пор, пока расстояние не дойдет до 20°. Из сказанного с неизбежностью вытекает, что на глубине 50—60 км увеличение ско-

рости прекращается и что на еще большей глубине происходит даже уменьшение скорости с увеличением глубины.

Так как кривые времени пробега волн не обнаруживают сколько-нибудь заметного запаздывания на расстоянии 15° там, где амплитуды снова делаются большими, то общее уменьшение скорости не может быть значительным. Как уже указывалось раньше, для образования теневой зоны вполне достаточно постепенного уменьшения скорости волн в пределах очень небольшой глубины. Наши наблюдения не позволяют нам еще решить, является ли это уменьшение постепенным или скачкообразным. Глубину, на которой начинается уменьшение скорости, нельзя точно определить, так как числовые результаты находятся под сильным влиянием разных мелких погрешностей, неизбежных при определении времени пробега. По всей вероятности, уменьшение скорости начинается на глубине свыше 50 км, но не более 100 км. Это уменьшение наблюдается в пределах глубин, не превышающих 100 км, после чего скорость снова начинает увеличиваться до глубины, не превышающей примерно 150 км.

Как уже указывалось в главе V, это явление уменьшения скорости, вероятно, обусловливается изменением состояния, например переходом от кристаллического состояния веществ к стекловидному.



Р и с. 23. Угол падения для некоторых эпицентральных расстояний: *а*) волны, отраженные у поверхности Земли под Тихим океаном; *б*) волны, отраженные на континенте.

В Пасадене очень часто наблюдается, что продольные волны, отразившиеся у поверхности Земли (*PP* и т. д.), часто регистрируются с меньшими амплитудами, чем соответствующие волны в Европе, выходящие из очагов, расположенных на таком же расстоянии. В результате систематических исследований было установлено, что это явление обычно имеет место тогда, когда точка отражения попадает в бассейн Тихого океана. Ниже приведено наше теоретическое объяснение этого явления [25].

Процент энергии, которая отражается, когда упругие волны подходят к поверхности разрыва непрерывности свойств, зависит, в основном, от угла падения. Для эпицентра на данном расстоянии угол падения у поверхности Земли меньше при наличии структуры материкового типа. Эти два случая приведены на рис. 23, где *а*) изо-

бражает случай, наблюдаемый у поверхности дна Тихого океана, *б*) — в области материков. Влияние особенностей строения на время пробега волн и на их путь до первого разрыва непрерывности очень незначительно, так что угол α будет одинаков на обоих рисунках, если эпицентры находятся на одинаковом расстоянии. Так как отношение $\sin\beta/\sin\alpha$ равно отношению скоростей, то β значительно меньше α. В случае телесейсм энергия, отраженная у поверхности Земли, сильно увеличивается с уменьшением угла падения. Принимая во внимание потерю энергии в результате преломления у основания коры (на рис. 23 — *B* и *D*), было вычислено, что *PP* при отражении волн у дна Тихого океана всегда будут меньше, чем *PP* при отражении на континенте на том же расстоянии. Это явление наиболее заметно на расстояниях, равных от 40 до 50° дуги. В этом случае волны, отраженные в районе Тихого океана, должны в среднем иметь амплитуду в 4 раза меньше, чем амплитуда соответствующих волн, отраженных на континенте.

Наблюдения вскоре подтвердили наличие больших амплитуд в Пасадене в тех сравнительно редких случаях, когда отражение происходило на континенте. Затем были изучены сейсмограммы со станций, расположенных во всех частях мира. Результаты этого изучения приведены ниже.

Явления отражения тихоокеанского типа (небольшие амплитуды *PP* и *PPP*) были обнаружены в основном в Тихом океане. Однако такие отражения были обнаружены также на ограниченной площади, которая соответствует самой глубокой части северного Ледовитого океана, а также более глубокой области юго-восточной части Тихого океана у берегов Южной Америки. Отражения континентального типа были обнаружены в недрах всех континентов, в эпиконтинентальных морях около Австралии и повсюду в Атлантическом и Индийском океанах. Сейсмограммы в Гуанкайо (Перу) показывают отражения континентального типа в юго-восточной части Тихого океана, примерно на 25° ю. ш., 85° з. д., 20° ю. ш., 93° з. д. и 9° ю. ш., 91° з. д. Наличие структуры материкового типа, выявленной таким образом, согласуется с наличием многочисленных островов и подводных хребтов, существующих в этой части Тихого океана. Все отражения со дна океана, полученные к северу и северо-востоку от Галапагосских островов, являются характерными отражениями тихоокеанского типа.

В исключительных случаях этим методом можно установить границу между этими двумя структурами. Так, например, сейсмограммы, полученные в Пасадене, показывают, что отражения тихоокеанского типа имеют место примерно на 15° с. ш., 98° з. д., а континентального типа на 15° с. ш., $96^1/_2$° з. д. Толчки около Алеутских островов и у западной части Аляски регулярно обнаруживают отражения тихоокеанского типа. Однако толчки, зарегистрированные дальше к востоку, свидетельствуют о структуре материкового типа в точках

отражения, которые в этих случаях лежат между 47 и 49° с. ш., 129 и 134° з. д.

Этим методом нельзя определить мощность материкового слоя, которая может, вероятно, сильно меняться в различных местах, где наблюдаются отражения континентального типа. Однако в каждом случае мощность должна равняться, по крайней мере, части длины волны, которая в большинстве случаев колеблется от 20 до 30 км.

Метод амплитуд отраженных продольных волн дает нам в каждом случае данные о строении земной коры около какой-нибудь одной точки, а именно той, у которой происходит отражение. Наблюдения поверхностных волн, т. е. волн, которые распространяются вдоль поверхности Земли, могут дать нам такие же данные, которые относятся к интегрированным или средним условиям вдоль всего пути, пройденного волнами.

В неоднородной среде скорость поверхностных волн зависит от периода. Короткие волны распространяются только в тонком слое, свойства которого определяют скорость волн, в то время как длинные волны распространяются в сравнительно мощном слое. В каждом случае возмущение распространяется от поверхности до такой глубины, которая только в несколько раз больше длины волны. Ниже этого уровня энергия волны, распространяющаяся горизонтально, продолжает уменьшаться с глубиной по экспоненциальному закону и вскоре становится совсем незначительной. Скорость распространения поверхностных волн примерно такая же, что и у поперечных волн. В общем она немного отличается от средней взвешенной величины скорости поперечных волн, взятой по всей толщине слоя, в котором распространяются возмущения *. Если, например, у нас имеется два слоя, верхний мощностью в 10 км, в котором скорость прохождения поперечных волн равна 3 км/сек., и нижний, характеризующийся скоростью 4 км/сек., то поверхностные волны сдвига с периодом в 1 сек. будут распространяться со скоростью 3 км/сек., причем длина волны будет равна примерно 3 км. Если же волна имеет период в 10 сек., то длина волны будет больше, чем мощность верхнего слоя, так что значительная часть энергии будет распространяться в более глубоком слое, а скорость волны будет иметь некоторое среднее значение между 3 и 4 км/сек. Наконец, если мы рассмотрим волну с периодом в 60 сек., то длина волны (почти 240 км) будет значительно больше, чем толщина слоя и почти вся энергия будет распространяться в более глубоком слое, а скорость волн поэтому будет равна почти 4 км/сек.

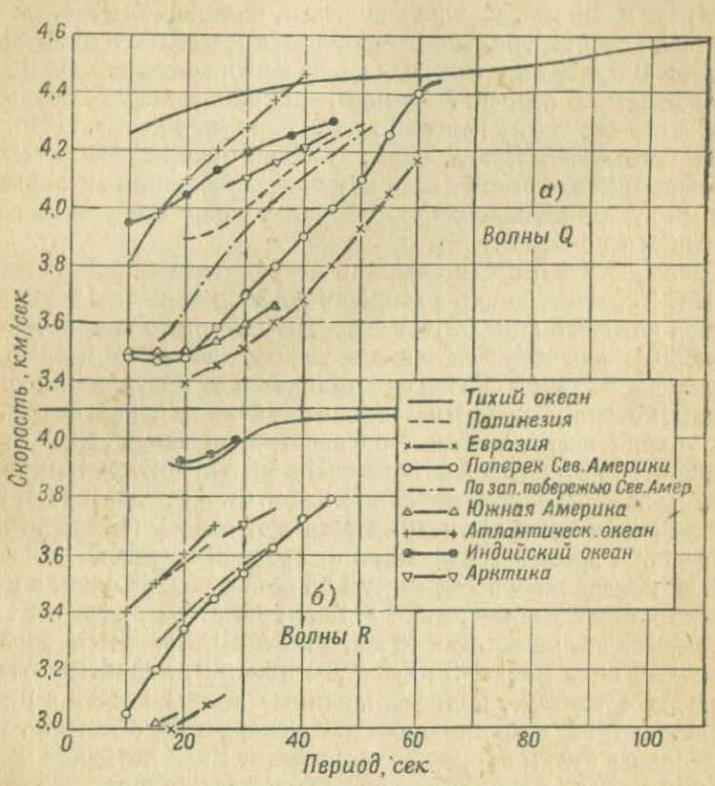
Если имеется несколько слоев вместо двух или если скорость увеличивается с глубиной, то результат будет такой же и скорость волн будет увеличиваться с периодом, как раньше.

---

* Теоретическое рассмотрение этого вопроса см. в Physics of the Earth Seismology, т. IV, гл. 13.

Эти общие замечания применимы к обоим из двух главных типов поверхностных волн: (*а*) волн Лова, или волн Q, и (*б*) волн Релея, или волн R. Скорость последних равна примерно 0,9 скорости первых.

На рис. 24 показаны изменения скорости с периодом для поверхностных волн обоих типов, которые пересекали различные



Р и с. 24. *а*) Скорость поверхностных поперечных волн; *б*) скорость волн Релея вдоль поверхности Земли, как функция их периода (по Гутенбергу и Рихтеру).

структурные единицы, упомянутые выше. Этот рисунок взят из материалов, ранее опубликованных авторами [26].

Скорости волн в бассейне Тихого океана в основном больше, чем в других районах, и отличаются меньшим разнообразием периодов, причем небольшое их увеличение с периодом в этом случае можно объяснить увеличением скорости волн с глубиной благодаря возрастающему давлению. Весьма вероятно, что все это объясняется тем, что слои коры, характерные для континентов, отсутствуют в тихоокеанском бассейне [27]. Однако эти данные не противоречат

другому объяснению, выдвигаемому Байерли [28], который предполагает, что на площади Тихого океана имеется поверхностный слой, в котором скорость поперечных волн равна 4 км/сек., т. е. не намного отличается от соответствующей скорости самых глубоких континентальных слоев.

На рис. 24 больше всего отличаются от кривых, характерных для Тихого океана, те кривые, которые относятся к волнам, распространявшимся через материки. Теоретически скорость волн *Q* должна приближаться к величине 3,2 км/сек. для коротких периодов, поскольку это скорость поперечных волн в верхних слоях континентов (за исключением осадочного слоя). Соответствующая скорость для волн *R* должна быть порядка 3,0 км/сек. Для волн очень больших длин и периодов кривые похожи на те, которые составлены для Тихого океана. Это указывает на однородность строения Земли на большей глубине. Тот факт, что на кривой для западного берега Северной Америки скорость волн *Q* заметно больше, чем на других кривых, свидетельствует о том, что в этом районе общая мощность материковых слоев меньше, нежели в других районах.

Остальные кривые характеризуют волны, распространявшиеся по таким путям, которые целиком или в большей своей части проходят через океаны, но лежат за пределами тихоокеанского бассейна. Такие кривые располагаются между материковой и тихоокеанской группами кривых. Это может означать либо то, что общая мощность слоев материкового типа на этих океанических площадях меньше, нежели на континентах в собственном смысле этого слова, либо то, что верхние слои с меньшей скоростью волн здесь отсутствуют, так что на поверхности находится промежуточный слой, имеющийся и в области континентов. Тот факт, что скорости для коротких периодов больше, благоприятствует второму предположению. Мы склонны допускать, что это относится к Атлантическому и Индийскому океанам, а также и к району Полинезии. Уже говорилось о том, что в северном полярном районе амплитуды отраженных продольных волн свидетельствуют о наличии ограниченной площади, на которой имеется структура тихоокеанского типа. Данные о поверхностных волнах не противоречат этому утверждению, так как они относятся к путям, лишь часть которых не достоверна и проходит через вышеупомянутую ограниченную площадь, а остальная часть бесспорно относится к материковым районам. Скорость волн на том отрезке пути, который проходит через полярный бассейн, должна быть больше, чем та, которая показана на рис. 24, и, вероятно, примерно такова, как и в тихоокеанском бассейне.

Теоретически возможно сделать выводы о строении коры на основании отношения горизонтального компонента к вертикальному в наблюдаемых волнах Релея, а также на основании распределения периодов в поверхностных волнах всех типов (включая волны конечной фазы землетрясений на сейсмограммах)

в различных районах. Но те данные, которыми мы располагаем, не могут содействовать успешному разрешению вопроса [26].

Значительная потеря энергии наблюдается при пересечении короткими поверхностными волнами границы тихоокеанского бассейна. Этого явления не наблюдается на границе ни Атлантического, ни Индийского океанов [26, 29]. Хотя влияние границы очень велико для волн с периодом в 20 сек. и длиной примерно в 70 км, но оно уменьшается с увеличением периода так, что волны с периодом, равным 1 мин. и длиной в 250 км, не теряют сколько-нибудь значительного количества энергии при пересечении границы тихоокеанского бассейна. Этот факт указывает на то, что структурный перерыв не простирается на глубину порядка 200 км.

ВЫВОДЫ

Все данные согласуются с тем, что Земля подразделяется на области двух типов, отличающиеся различными структурами. Области первого типа включают бассейн Тихого океана и, возможно, некоторые районы вне Тихого океана, один из которых находится в Северном Ледовитом океане. Области второго типа охватывают всю остальную поверхность Земли с современными континентами, эпиконтинентальными морями, Атлантический и Индийский океаны и, возможно, изолированные участки в пределах Тихого океана (см. рис. 20).

Границы тихоокеанского бассейна в основном параллельны горным цепям, которые часто изогнуты в виде дуг, направленных своей выпуклой частью к Тихому океану. Такие структуры отсутствуют на берегах Атлантического океана и на большей части Индийского океана. Однако их можно наблюдать вдоль границ средиземноморского или альпийского пояса, который включает дугу Малайского полуострова, острова Суматры и других островов, ограничивающую Индийский океан с северо-востока и протягивающуюся на север через Ост-Индию и Филиппинские острова к Японии, где она соединяется с тихоокеанским поясом. Территория в западной части Тихого океана, расположенная между этими двумя поясами (между Марианскими и Филиппинскими островами), является частью области с континентальным типом структуры, и ее нельзя включать в тихоокеанскую область в указанном смысле этого слова. Западной и юго-западной границей тихоокеанской области является андезитовая линия. За пределами этой границы более молодые вулканические изверженные породы в основном представлены андезитами, тогда как внутри тихоокеанской области преобладают базальты. У границы тихоокеанской области наблюдается интенсивная сейсмическая активность. Вдоль самой границы расположены эпицентры больших землетрясений нормальной глубины. Однако такие толчки были зарегистрированы и в других районах, особенно в средиземно-

морско-альпийском поясе. Землетрясения на большой глубине (300—700 км) были отмечены лишь в поясе, расположенном вокруг Тихого океана, где их эпицентры расположены всегда за пределами площади Тихого океана внутри окружающих его континентальных структур. Их расположение не всегда ассоциируется с современной границей тихоокеанской площади; так пояс глубокофокусных землетрясений, идущий параллельно линии Марианских и Бонинских островов, тянется непосредственно через Центральную Японию и Японское море в Маньчжурию, а землетрясения с очень глубоким фокусом, зарегистрированные на Филиппинских островах и к югу от Борнео, располагаются по прямой линии параллельно альпийским структурам.

Предполагают, что граница между двумя главными структурными единицами, тихоокеанской и континентальной, простирается до глубины, по крайней мере, 40 км и что она каким-то образом влияет на условия на глубине, по крайней мере, 700 км. Сейсмические данные не обнаружили сколько-нибудь заметной разницы в физических свойствах (в горизонтальном направлении) между материковой и тихоокеанской областями ниже уровня глубины, равного примерно 50 км. Однако у поверхности разница в структуре достаточна для того, чтобы обусловить большее поглощение более коротких поверхностных волн, пересекающих границу.

Различие между двумя главными типами структуры подтверждается определениями средней скорости поверхностных волн, идущих по различным путям через Тихий океан или материки, наблюдениями над скоростью всех волн в окрестностях острова Самоа (см. гл. VIII) и данными об амплитудах отраженных продольных волн (*PP* и др.). Результаты неизменно показывают, что в области Тихого океана горные породы вблизи поверхности не отличаются значительно по своим физическим свойствам от материала, находящегося на глубине нескольких сотен километров под ним. В этом заключается существенное отличие поверхностного материала тихоокеанской области от поверхностного материала материковых областей. Модуль сдвига и модуль объемной упругости у тихоокеанских пород выше, чем у пород материковых (гл. XII).

Типичная континентальная структура состоит из серии слоев, из которых самый верхний сложен осадочными породами (включая сюда метаморфизованные осадки). Константы упругости внутри этого слоя, так же, как и его мощность, подвержены многочисленным локальным изменениям. На больших площадях осадки совершенно отсутствуют, в то время как в глубоких бассейнах геосинклинального типа они могут достигать толщины в 15 км. Там, где осадочные породы отсутствуют, на поверхность обычно выходят гранитные породы (или базальтовые породы — в вулканических районах). Кроме того, во многих местах гранитные породы, как известно, подстилают существующие осадки. Скорость продольных волн в невыветрелом

граните около поверхности равна примерно $5^1/_4$ км/сек. Сейсмические данные показывают, что скорость волн равна примерно 5,5 или 5,6 км/сек. во всем том слое, частью которого является поверхностный гранит. Разницу можно приписать давлению, которое с глубиной увеличивается, так что обычно слой, в котором наблюдается такая скорость сейсмических волн, называется гранитным.

В материковых областях, где этот слой изучался, его подошва находится на глубине от 10 до 30 км. Ниже имеется небольшое количество слоев (в некоторых районах, повидимому, только один). Мощность и упругие свойства этих промежуточных слоев, очевидно, сильно отличаются в различных районах. Предполагалось, что в промежуточном слое или слоях материал базальтовый, но это предположение оспаривается некоторыми авторами. Нижней границей этих слоев является граница Мохоровичича (гл. VIII). Она представляет собой главный разрыв непрерывности свойств, который был обнаружен во всех тех континентальных районах, для которых имелись данные. Его глубина, которая соответствует суммарной мощности материковых слоев, определяется величиной от 30 до 50 км. В Калифорнии, Западной Европе, Новой Зеландии и северовосточной части Японии мощность слоев материкового строения сравнительно невелика. В центральной части Северной Америки и в Южной Америке их мощность близка к средней величине, а самая большая мощность установлена в районе гор Сиерры-Невады в Калифорнии (от 40 до 65 км), в Альпах (50 км) и, повидимому, на Кавказе. Различная мощность этих слоев в пределах материковых областей обусловливается разной геологической историей. Некоторые районы были раньше или сейчас покрыты континентальными морями, другие нарушены горообразованием, хотя горы могли быть уничтожены последующей эрозией. Самой большой зоной нарушения является средиземноморский или альпийский пояс третичного горообразования, вдоль которого сосредоточена вулканическая и сейсмическая деятельность (включая как землетрясения промежуточной глубины, так и землетрясения на нормальной глубине).

В пределах всей площади, имеющей в целом материковую структуру, есть несколько океанических бассейнов, отличающихся от континентальных морей. Этими бассейнами являются Атлантический и Индийский океаны и бóльшая часть западной части Тихого океана. Разнообразные данные мы имеем в отношении Атлантического океана.

Линии тектонической, сейсмической и вулканической деятельности обычно не идут параллельно берегам Атлантического океана. Структурно граница бассейна этого океана не характеризуется таким резким разрывом непрерывности, как границы бассейна Тихого океана, а представляет собой постепенный переход, вследствие чего поверхностные волны проходят через эту границу без замет-

ной потери энергии. На восточном берегу Северной Америки структура, изучавшаяся геофизическими и геологическими методами, повидимому, погружается без всякого перерыва под дно океана.

Однако имеется несколько исключений. Так, например, Антильская дуга и аналогичная дуга, проникающая в южную часть Атлантического океана с мыса Горн, представляют собой такие районы, где граница атлантического бассейна прослеживается вдоль тектонических структур; но эти случаи являются лишь незначительным исключением из общего правила.

Средне-Атлантический вал, или подводный хребет, отмечен многочисленными эпицентрами землетрясений, особенно севернее экваториального района. Вероятно, он является современной линией тектонической деятельности.

Отражения продольных волн показывают, что в Атлантическом океане имеются континентальные слои. Изучение поверхностных волн свидетельствует о том, что общая мощность этих слоев меньше, чем на континентах, и что, вероятно, самый верхний (гранитный) слой очень тонкий или совершенно отсутствует.

Связь этих результатов с геологическими данными обсуждалась Филдом [30], который суммировал свои выводы следующим образом:

Анализ волн, образующихся в результате землетрясений, не только показывает, что Атлантический океан повсюду подстилается континентальными слоями значительной мощности, но также наводит на мысль о том, что континентальные границы Тихого океана имеют значительно большее значение с точки зрения своей структуры, чем граница Атлантического океана. Это предположение подтверждается недавно полученным «искусственным сейсмическим» профилем покрова меловых отложений в Атлантическом океане у границы материка. Этот профиль показал, что мощность осадочных пород, слагающих батиальный склон, наполовину меньше мощности стратиграфической колонки, перекрывающей сильно прогнувшуюся домеловую поверхность ... Современная топографическая граница континентального края Атлантического океана как будто бы не имеет особого структурного значения, поскольку мы рассматриваем древнее структурное разграничение континентальных массивов и бассейна океана. Поэтому весьма вероятно, что литосфера под Атлантическим океаном представляет собой обширную площадь *опустившихся* докембрийских и палеозойских отложений. По сложности стратиграфических, структурных и палеогеографических черт, обусловленных оседанием, ее можно сравнить с *поднявшимися* во время докембрия и палеозоя окружающими континент областями.

Если это так, то соображения Шухерта о том, что в западной части Атлантического океана должна была прежде существовать суша (так называемая Аппалачия), указывают на один из структурных элементов литосферы под Атлантическим океаном. Стратиграфы избавятся, наконец, от тех трудностей, с которыми они сталкиваются теперь в отношении структуры в своих палеозойских проблемах палеогеографии. Мы не знаем сейчас, было ли это прогибание большого домезозойского континента Атлантики сравнительно быстрым или внезапным. В верхнетретичное время, возможно, еще существовали какие-либо остатки суши, площадь которых временно увеличилась особыми климатическими событиями во время плейстоцена. Однако мы можем

предположить, что на протяжении докембрия и палеозоя атлантический район характеризовался морями, озерами, реками, горами, осадками и морскими и наземными организмами, аналогичными или похожими на организмы, живущие теперь на континентах *.

Географические и геологические данные об Индийском океане похожи на данные об Атлантическом океане. Берега того же типа, за исключением северо-восточной части, где они идут по структурной линии средиземноморско-альпийской орогении, простирающейся вдоль Малайского полуострова, Суматры, Явы и т. д. Сейсмические и геофизические данные очень бедны, но в тех случаях, когда они имеются, они также сходны с таковыми по Атлантическому океану. Эпицентры землетрясений вдоль границ океанического бассейна очень редки, за исключением только что упомянутой структурной линии, которая сопровождается узкой глубокой впадиной морского дна и отрицательными аномалиями силы тяжести. Положение этой линии аналогично положению дуги Вест-Индии в Атлантическом океане. Эта линия продолжается в тектонически сильно нарушенный район Ост-Индии, где условия достигают чрезвычайной сложности в районе моря Банда. Сейсмические данные свидетельствуют о наличии структуры материкового типа, которая, вероятно, в деталях сильно меняется от одной точки к другой. На этой площади наблюдаются все типы землетрясений на нормальной, промежуточной и большой глубине так же, как вулканизм и большие аномалии силы тяжести.

Упомянутая тектоническая линия проходит очень близко и параллельно поясу отрицательных аномалий силы тяжести, открытому Венинг Мейнесом. Она опоясывает море Банда и затем изгибается и уходит на север к восточным берегам Филиппинских островов. Тектонические структуры, вне зависимости от того, ассоциируются ли они с аномалиями силы тяжести или нет, тянутся к северу к берегам Японии, где они достигают границы тихоокеанской площади. Западная часть Тихого океана, расположенная между линией, проходящей к востоку от Филиппинских островов и той частью андезитовой линии, которая тянется через Бонинские и Марианские острова, согласно сейсмическим данным, является площадью континентального типа. У нас еще мало данных для того, чтобы решить, являются ли структуры в этом районе аналогичными структурам атлантического района или они соответствуют структурам, наблюдаемым на континенте.

* Гравиметрические данные о наличии таких же, по абсолютной величине, положительных аномалий Буге, как и на участках соответствующей глубины в Тихом океане, и новейшие определения скорости распространения поверхностных сейсмических волн через глубокие части Атлантического океана, делают это утверждение Филда весьма сомнительным. Континентальной структурой, повидимому, обладают только менее глубокие части Атлантического океана и пересекающие его подводные валы. *(Прим. ред.)*

Определения силы тяжести подтверждают общее описание структур, данное в этой главе. Там, где условия отвечают законам изостазии (что отмечается почти повсеместно), наблюдаемая сила тяжести также подтверждает все изложенное нами выше. Там, где наблюдаются большие аномалии силы тяжести (в изостатической редукции), обычно имеет место напряженная сейсмическая деятельность и другие признаки современной тектонической деятельности. Данные свидетельствуют о том, что пластическая деформация, необходимая для поддержания изостатического равновесия, может иметь место на глубине всего лишь 50 км (см. главу XIII).

В интервале от 60 до 80 км скорость продольных и поперечных волн как будто бы немного уменьшается с глубиной, может быть благодаря переходу из кристаллического в стекловидное состояние.

ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ X

1. *Kossinna, E.* Die Erdoberfläche. Handbuch der Geophysik. Vol. 2. P. 875. Berlin (1933).
2. *Suess, E.* Das Antlitz der Erde. Wien (1888). (Особенно т. 2, стр. 256—264.)
3. *Born, A.* Der geologische Aufbau der Erde. Handbuch der Geophysik. Vol. 2. Pp. 565—867. Berlin (1933). (Особенно т. 2, стр. 759 и рис. 306 на стр. 766).
4. *Littlehales, G. W.* The configuration of ocean basins. Physics of the Earth. Vol. 5. P. 30. Nat. Research Council (1932).
5. *Thom, W. T.* Position, extent, and structural makeup of Appalachia. Geol. Soc. America Bull., **48**, 315—322 (1937).
6. *Ewing, M., Crary, A. P., Rutherford, H. M., Miller, B. L.* Geophysical investigations in the emerged and submerged Atlantic coastal plain. Geol. Soc. America Bull., **48**, 753—812 (1937).
7. *Bowie, W.* Isostasy. Physics of the Earth. Vol. 2. Pp. 103—115. Nat. Research Council (1931).

   Reid, H. F. The Influence of isostasy on geological thought. Nat. Research Council (1931). Pp. 116—122.
8. *Heiskanen, W.* Das Problem der Isostasie. Handbuch der Geophysik. Vol. I. Pp. 878—951. Berlin (1936).
9. *Vening Meinesz, F. A.* The gravity measuring cruise of the U. S. submarine. S. 21. U. S. Naval Observatory Pub., 2nd ser., **13** (1930), Appendix I.
10. *Born, A.* Isostasie und Schweremessung. Berlin (1923).
11. *Gutenberg, B.* Tilting due to glacial melting. Jour. Geology, **41**, 449—467 (1933).
12. *Haskell, N. A.* The motion of a viscous fluid under a surface a load. Physics, **6**, 265—269 (1935); **7**, 56—61 (1936).
13. *Vening Meinesz, F. A.* Gravity expeditions at sea 1923—1932, vol. 2. Publ. of the Netherlands Geodet. Comm. Delft, 1934.
14. *Pekeris, C. L.* Thermal convection in the interior of the earth. Monthly Notices Royal Astronomical Soc., Geophys. Suppl., **3**, 343—367 (1935).
15. *Nippoldt, A.* Die Magnetisierung der Erde unter den Ozeanen. Terrestr. Magnetism Atmospher. Electricity, **40**, 129—138 (1935).

    McNish, A. G. The earth's interior as inferred from terrestrial magnetism. Am. Geophys. Union Trans., 43—50 (1937).

16. *Woodlard, G. P.* An interpretation of gravity-anomalies in terms of local and regional geological structures. Am. Geophys. Union Trans., 63—74 (1936).

17. *Bellamy, E. F.* Index Catalogue of Epicenters for 1913—1930. Oxford, University Observatory (1936).

Sieberg, A. Erdbebengeographie. Handbuch der Geophysik. Vol. 4. Pp. 687—1005. Berlin (1932).

Tams, E. Geographische Verbreitung der Erdbeben. Handbuch der Experimentalphysik. Vol. 25, 2 Teil. Pp. 373—393. Leipzig (1931).

Rehm, H. Die Erdbebentätigkeit der Weltmeere. Veröffentl. Reichsanstalt Erdbebenforschung. Jena, Heft 27 (1936).

18. *Tams, E.* Erdbeben im Gebiet der Nordenskiold See. Gerlands Beitr. Geophysik, **17**, 325—330 (1927).

19. *Gutenberg, B., Wood, H. O., Buwalda, J. P.* Experiments testing seismographic methods for determining crustal structure. Seismol. Soc. America Bull., **22**, 185—246 (1932).

Buwalda, J. P., Gutenberg, B. Investigation of overthrust of faults by seismic methods. Science, **81**, 384—386 (1935).

20. *Matuyama, M.* Distribution of gravity over the Nippon trench and related areas. Imp. Acad. Tokyo Proc., **12**, 93—95 (1936).

Lejay, P., Hung Chi, T. Carte gravimétrique du sud-ouest de la Chine. Comptes rendus, **201**, 445—447 (1935).

Lejay, P., Hung Chi, T. Carte gravimétrique de l'Indochine. Comptes rendus, **202**, 602—612 (1936).

Lejay, P., Hung Chi, T. Observations de l'intensité de la pesanteur. Comptes rendus, **200**, 642—643 (1935).

U. S. Coast and Geodetic Survey. Principal Facts at Gravity Stations. Philippine Islands, 1927. (Manuscript).

Glennie, E. A. Gravity. Chart 13. Survey of India, Geodetic Rept., 1936.

Ochapovski, B. L. Comments on the map of gravity anomalies and the curve of gravity anomalies in the Pamirs. Internat. Geol. Congress Rept., 1933, **2**, 882—884 (1936).

Matuyama, M. Gravity Survey by the Japanese Geodetic Commission since 1932. Reports, Japan, No. 2. Edinburgh Internat. Union Geodesy and Geophysics, 1936.

21. *Mothes, H.* Seismische Dickenmessungen von Gletschereis. Zeitschr. Geophysik, **3**, 121—134 (1927).

Brockamp, B., Mothes, H. Seismische Untersuchungen auf dem Pasterzen-Gletscher. Zeitschr. Geophysik, **6**, 482—500 (1930); **7**, 232—240 (1932).

Goldthwait, R. P. Seismic sounding on South Crillon and Klooch Glaciers. Geogr. Jour., **87**, 496—517 (1936).

22. Seismic exploration at Little. America. Earthquake Notes, **7**, No. 4. (1936).

23. *Brockamp, B., Sorge, E., Woelken, K.* Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Grönlandexpedition Alfred Wegener 1929 und 1930/31. Band 2, Leipzig (1933).

24. *Brockamp, B., Sorge, E., Woelken, K.* Die Mächtigkeit des grönlandischen Inlandeises. Zeitschr. Gletscherkunde, **23**, 277—285 (1935).

Spender, M. Alfred Wegener's Greenland expeditions 1929 and 1930/31. Geogr. Jour., **84**, 515—521 (1934).

25. *Gutenberg, B., Richter, C. F.* On seismic waves (2d paper). Gerlands Beitr. Geophysik, **45**, 280—360 (1935).

26. *Gutenberg, B., Richter, C. F.* On seismic waves (3d paper). Gerlands Beitr. Geophysik, **47**, 73—131 (1936).

27. *Gutenberg, B.*, Bearbeitung von Aufzeichnungen einiger Weltbeben. Senckenberg. naturf. Gesell. Abh., **40**, 57 (1925).

28. *Byerly, P.* The dispersion of seismic waves of the Love type and the thickness of the surface layer of the earth under the Pacific. Gerlands. Beitr. Geophysik, **26**, 27 (1930).

Gutenberg, B. Der Aufbau des Untergrundes im Pazifischen Ocean. Gerlands Beitr. Geophys., **26**, 156—157 (1930).

29. *Gutenberg, B.* Der Aufbau der Erde. Pp. 113—115. Berlin, 1925.

30. *Field, R. M.* Recent developments in the geophysical study of ocean basins. Am. Geophys. Union Trans., 20—23 (1936).

31. *Roos, S. E.* The submarine topography of the Ross Sea and adjacent waters. Geog. Rev., **27**, 574—583 (1937).

32. *Reich, H.* Zur Säkularvariation der Vertikalintensität in Deutschland für die Zeit von 1901 bis 1931. Beitr. angew. Geophysik, **4**, 373—384 (1934).

Schwinner, R. Säkulare Aenderung der Vertikalintensität und Gebirgsbau in Oesterreich. Gerlands Beitr. Geophysik, **48**, 388—416 (1936).

Uhrig, L. F., Schafer, S. Observed and calculated values of the magnetic intensity over a major geologic structure. Gerlands Beitr. Geophysik, **49**, 129—139 (1937).

33. *Jeffreys, H.* The Problem of Oceanic Structure. Cambridge, University Press, 1936.

34. *Bandy, M. C.* Geology and petrology of Easter Island. Geol. Soc. America Bull., **48**, 1589—1609 (1937).

35. *Daly, R. A.* The Changing World of the Ice Age. Pp. 120—150. New Haven, Yale University Press (1934).

36. *Vening Meinesz, F. A.* Ergebnisse der Schwerkraftbeobachtungen auf dem Meere in den Jahren 1923—1932. Ergebnisse kosmischen Physik, **2**, 153—212 (1933).

37. *Ewing, M.* Gravity-measurements on the U. S. S. Barracuda. Am. Geophys. Union Trans. 66—69 (1937).

38. *Hess, H. H.* Geological interpretation of data collected on cruise of U. S. S. Barracuda in the West Indies. Preliminary report. Am. Geophys. Union Trans. 69—77 (1937).

39. *Lawson, A. C.* The Sierra Nevada in the light of isostasy. Geol. Soc. America Bull., **47**, 1691—1712 (1936).

Discussion by P. Byerly. Ibid, **48**, Supplem. 2025—2031 (1938).

Byerly, P. Written communication. 1938.

40. *Fleming, J. A.* Annual report of the director of the Department of Terrestrial Magnetism. Carnegie Institution of Waschington, Year Book No. 37, for the years 1937—1938.

41. *Fleming, J. A.* Terrestrial magnetism and oceanic structure. Am. Philos. Soc. Proc., **79**, 109—125 (1938).

ГЛАВА XI

ПЛОТНОСТЬ, СИЛА ТЯЖЕСТИ, ДАВЛЕНИЕ И ЭЛЛИПТИЧНОСТЬ В НЕДРАХ ЗЕМЛИ

ВАЛЬТЕР Д. ЛАМБЕРТ

Если предположить, что внутри Земли существует гидростатическое равновесие и принять закон, определяющий плотность на любом расстоянии от ее центра, то эквипотенциальные поверхности внутри Земли будут также поверхностями одинаковой плотности и одинакового давления, и это гидростатическое давление будет определено. При тех же условиях легко также определить и ускорение силы тяжести. Но если мы отвергнем гипотезу равновесия, то поверхности того или иного уровня уже не будут поверхностями одинаковой плотности, и представление о поверхности одинакового давления потеряет смысл, ибо нам придется тогда иметь дело со всеми сложными явлениями напряжений в упругом и упруго-вязком твердом теле. Однако значения силы тяжести внутри Земли будут зависеть лишь от распределения плотности, а не от наличия или отсутствия гидростатического равновесия.

Несмотря на существование глубоких землетрясений, предположение о наличии гидростатического равновесия на умеренной глубине внутри Земли, вероятно, недалеко от истины. В этой главе мы попытаемся провести различие между выводами, основанными на гипотезе гидростатического равновесия, и выводами, для которых этого предположения не требуется.

СРЕДНЯЯ ПЛОТНОСТЬ ЗЕМЛИ

Средняя плотность ρ_m и Ньютонова константа силы тяжести k независимо друг от друга обычно не определяются; произведение же $k\rho_m$ известно с высокой степенью точности. Обозначая через R средний радиус Земли, а через G — ускорение силы тяжести на ее поверхности, и пренебрегая вращением и эллиптичностью Земли, мы получим для сферы, согласно закону обратной пропорциональности квадрату расстояния, формулу:

$$\frac{4}{3}\frac{\pi k\rho_m R^3}{R^2} = G$$

или

$$k\rho_m = \frac{3G}{4\pi R}. \tag{43}$$

Чтобы учесть эллиптичность и вращение, обозначим силу тяжести у экватора через g_e, эллиптичность через e, и радиус экватора через a, тогда:

$$k\rho_m = \frac{3g_e}{4\pi a}\left[1 + \frac{3}{2}m\left(1 + \frac{2}{7}e + \frac{125}{441}e^2\right)\right]. \qquad (44)$$

Здесь m — отношение центробежного ускорения у экватора к силе тяжести у экватора, или $m = \omega^2/g_e$, где ω — угловая скорость вращения *.

При существующей точности определения данных, в этой формуле для большей части практических целей достаточно пользоваться первыми двумя членами. В данном случае нет необходимости знать точную степень эллиптичности. Если мы введем член, содержащий e, то отклонение фигуры Земли от точного эллипсоида можно не принимать во внимание, если это отклонение не превышает одной миллионной.

Ньютоновская константа силы тяжести определялась отдельно опытом Кэвендиша. Самые последние определения были сделаны Хейлом[1]. Его результат равен $6{,}670 \cdot 10^{-8}$ в единицах CGS.

Величина силы тяжести у экватора по международной формуле силы тяжести равна 978, 049 гал. Эта величина нас вполне удовлетворяет, при условии, что мы примем определение абсолютной силы тяжести, произведенное в Потсдаме, на котором она и основана и которое в течение многих лет считается наилучшим. Однако, на основании своего определения абсолютной силы тяжести в Вашингтоне[2] и нескольких тщательных сопоставлений силы тяжести в Вашингтоне и Потсдаме, Хейл и Кук пришли к выводу, что величина силы тяжести, подсчитанная в Потсдаме, а следовательно, и величина g_e в международной формуле должны быть уменьшены примерно на 0,020 гал. Поправка, сделанная Хейлом и Куком, была подтверждена работой, недавно проведенной в Национальной физической лаборатории (Метрологическое отделение в Теддингтоне, Англия). В результате этой работы[2a] получена поправка, равная 0,013 гал., дающая для g_e значение 978,036 гал. Следует помнить, что многие геофизические выводы основаны на относительных величинах силы тяжести или на гравитационных аномалиях, и что на них изменение абсолютной величины силы тяжести не отражается**. Данные настолько неточны, а среднее отклонение Земли от точного эллипсоида так незначительно, что мы воспользуемся формулой:

$$k\rho_m = \frac{3g_e}{4\pi a}\left[1 + \frac{3}{2}m\left(1 + \frac{2}{7}e\right)\right], \qquad (45)$$

* В этой формуле предполагается, что Земля представляет собой точный эллипсоид.

** Определение абсолютной величины силы тяжести является трудоемким и сложным процессом, и Хейл и Кук не претендуют на точность больше, чем до третьего десятичного знака гала.

беря значения g_e как по интернациональной формуле без поправок, так и с поправками Хейла и Кука, а значения a — для международного эллипсоида относимости, принятого на съезде международной геодезической ассоциации в Мадриде в 1924 г.:

$$a = 6\,378\,388 \text{ м} = 6{,}378388 \cdot 10^8 \text{ см}.$$

Для обычно требуемой точности расхождения, вызываемые различием значений g_e, очень невелики. Мы имеем для $g_e = 978{,}029$ гал. (международная формула силы тяжести, со значением абсолютной силы тяжести, исправленным Хейлом и Куком)

$$\lg k\rho_m = 3{,}5658057 - 10.$$
$$\rho_m = 5{,}5167. \qquad (46)$$

Для $g_e = 978{,}049$ гал (международная формула силы тяжести, при значении абсолютной силы тяжести, определенном в Потсдаме Кюненом и Фуртвэнглером)

$$\lg k\rho_m = 3{,}5658145 - 10.$$
$$\rho_m = 5{,}5168. \qquad (47)$$

Нам редко приходится рассматривать среднюю плотность Земли с точностью выше четвертого десятичного знака.

СИЛА ТЯЖЕСТИ И ДАВЛЕНИЕ ВНУТРИ ЗЕМЛИ

Сила тяжести внутри Земли не зависит в сколько-нибудь значительной степени от текучести или нетекучести материала в глубоких областях Земли. Помимо эллиптичности, она зависит от закона изменения плотности от центра к поверхности. Пусть ρ будет плотностью на расстоянии r от центра. Тогда масса сферы радиуса b будет:

$$4\pi \int_0^b \rho r^2 dr, \qquad (48)$$

а сила тяжести g на расстоянии b выразится формулой:

$$g = \frac{4\pi k}{b^2} \int_0^b \rho r^2 dr, \qquad (49)$$

потому что сферический слой (без учета эллиптичности) с внутренним радиусом b и наружным радиусом a не оказывает притяжения на точку внутри этого слоя.

Из уравнения (49) видно, что g достигает максимума на глубине d, если плотность там равна $^2/_3$ средней плотности части Земли, расположенной глубже d. Так как около поверхности плотность меньше критического значения ($^2/_3 \cdot 5{,}52$), то сила тяжести в поверх-

ностных слоях должна увеличиться с глубиной, и, вероятно, достигает своего максимума у поверхности ядра. Обычно считают, что внутри Земли существует гидростатическое равновесие. Для рассмотрения следствий этого предположения допустим, что давление на расстоянии r от центра равно p. На основании хорошо известной зависимости

$$dp = -g\rho dr, \tag{50}$$

получаем формулу для давления на расстоянии b от центра:

$$-p = 4\pi k \int_r^a \rho \frac{dr}{r^2} \int_0^r \rho x^2 dx, \tag{51}$$

где a — наружный радиус Земли, а r — переменная интегрирования, замененная в правом интеграле через x. Мы можем получить простое по форме диференциальное уравнение, введя новую переменную $\bar{\omega}$, связанную с p соотношением:

$$dp = \rho d\bar{\omega} \tag{52}$$

и, диференцируя дважды, после некоторых преобразований, находим

$$\frac{d^2}{dr^2}(\bar{\omega}r) + 4\pi k\rho r = 0. \tag{53}$$

ЭЛЛИПТИЧНОСТЬ ВНУТРИ ЗЕМЛИ

На основании гипотезы о гидростатическом равновесии повсюду внутри Земли эллиптичность связана с распределением плотности, выраженной известным диференциальным уравнением Клеро [3, 4, 5]. Пусть ρ будет плотностью на расстоянии r от центра, причем r, строго говоря, является средним радиусом эллипсоида с эллиптичностью e, а M выражается формулой:

$$M = \int_0^r \rho x^2 dx. \tag{54}$$

Очевидно, что при введении постоянного множителя 4π величина M означает массу сферы радиуса r. Тогда диференциальное уравнение Клеро будет:

$$\frac{d^2e}{dr^2} + \frac{2\rho r^2}{M}\frac{de}{dr} + \left(\frac{2\rho r}{M} - \frac{6}{r^2}\right)e = 0; \tag{55}$$

Это уравнение справедливо лишь до малых величин порядка e. Оно не делает различий между сфероидами вращения, которыми являются

правильные эллипсоиды вращения, и сфероидами, не являющимися таковыми. Величина e определяется выражением:

$$e = \frac{a-b}{a}, \tag{56}$$

где a и b — полуоси сфероида внутри Земли и где мы по существу не делаем строгого различия между отношениями $\frac{a-b}{a}$ и $\frac{a-b}{b}$, так что точность величины, обратной e, колеблется в пределах единицы. Несмотря на эти упрощения, решение уравнения Клеро в легко интерпретируемой форме было получено лишь в нескольких случаях. Наиболее известным его решением является решение Лежандра для закона плотности:

$$\rho = \frac{\rho_0 \sin nr}{nr}, \tag{57}$$

где ρ_0 — плотность в центре. Прежде, чем показать, что это уравнение дает выражение эллиптичности в конечном виде, остановимся на некоторых его следствиях. Мы находим, что:

$$g = \frac{4\pi k \rho_0}{n^3}\left(\frac{nr - nr\cos nr}{r^2}\right), \tag{58}$$

$$p = -\int g\rho dr = \frac{2\pi k}{n}(\rho^2 - \rho_1^2) = \frac{2\pi k \rho_0^2}{n^3}\left(\frac{\sin^2 nr}{r^2} - \frac{\sin^2 na}{a^2}\right), \tag{59}$$

где ρ_1 — плотность у поверхности, а a — средний радиус поверхности = 6371,2 км. Выражение эллиптичности более сложно. Эллиптичность любой поверхности со средним радиусом r пропорциональна

$$\frac{(3 - n^2r^2)\operatorname{tg} nr - 3nr}{n^2r^2(\operatorname{tg} nr - nr)}.$$

Множитель пропорциональности довольно сложен и включает величину m, отношение центробежного ускорения у экватора к силе тяжести у экватора, а также величину $na = \nu$, которая является частным значением nr у поверхности*. В результате эллиптичность e для любого радиуса r выражается формулой:

$$e = \frac{5}{2} m \frac{(\operatorname{tg}\nu - \nu)^2}{(\nu^2 - 2)\operatorname{tg}^2\nu + \nu\operatorname{tg}\nu + \nu^2} \cdot \frac{(3 - n^2r^2)\operatorname{tg} nr - 3nr}{n^2r^2(\operatorname{tg} nr - nr)}. \tag{60}$$

Значение $na = \nu$, дающее эллиптичность $^1/_{297}$, равно

$$\nu = 2{,}516503 \text{ радиана} = 144°11'06''.$$

Это соответствует плотности, в центре равной 11,2, у поверхности — 2,6; последняя кажется отчасти слишком низкой.

---

* Преобразования длинны, трудоемки и требуют определенного математического знания.

Принимая закон изменения плотности в виде

$$\rho = \rho_0 (1 - cr^\lambda)^{\mu - 1} \left[1 - c \left(1 + \frac{\lambda\mu}{3} \right) r^\lambda \right], \qquad (61)$$

где ρ_0 — плотность у центра, а c, λ и μ — три параметра, находим, что эллиптичность e может быть выражена в виде гипергеометрического ряда по степени cr^λ. Это имеет то преимущество, что свойства гипергеометрической функции хорошо известны и в этом случае в нашем распоряжении имеется больше параметров, выражающих условия внутри Земли, чем в случае закона Лежандра. Тем не менее законом плотности, предложенным в самом общем виде Морисом Леви[6], пользуются редко, а обычно применяют его в частном виде, известном как закон Роша.

$$\rho = \rho_0 (1 - c_1 r^2), \qquad (62)$$

где c_1 — константа при $r < a$.

Математический анализ Роша, Липщица и Леви см. Tisserand, «Mécanique céleste», том II, гл. XV.

ПЛОТНОСТЬ ВНУТРИ ЗЕМЛИ

Приведенные выше законы плотности интересуют нас, главным образом, с математической и исторической точек зрения. Они были установлены до того, как сейсмология помогла нам заглянуть в недра Земли. Сейсмические данные показывают, что внутри Земли на некоторой глубине или на нескольких глубинах происходит скачкообразное изменение физических свойств, в то время как вышеприведенные законы основаны на предположении о их непрерывности, как если бы они принадлежали однородному по составу телу.

В своих двух интересных статьях Вихерт[7] и Клуссман[8] рассматривают, что было известно в то время о недрах Земли на основании сейсмических данных. Следует помнить, во-первых, что математические трудности очень велики и что всякого рода упрощения делались не столько по желанию, сколько по необходимости, и, во-вторых, что одной из главных целей обеих статей являлся подсчет отклонения поверхности Земли от формы правильного эллипсоида, на основании гипотезы о внутреннем гидростатическом равновесии — вопрос, не представляющий для нас в данном случае большого интереса. Учитывая это, полезно рассмотреть некоторые их выводы.

Вихерт приводит данные в пользу того, что строение ядра существенно отличается от строения наружных слоев, и предполагает, что оно может быть железным, никелевым или комбинацией того и другого материала. Для упрощения математических расчетов он ограничивается рассмотрением случая, отвечающего предположению, что Земля состоит из ядра и облекающей его оболочки, причем как ядро, так и оболочка на всем своем протяжении имеют постоянную

плотность. Эта плотность является, конечно, некоторой средней плотностью. Вихерт делает три предположения о плотности оболочки. Из его таблиц II *a* и II *b* (ссылка 7, стр. 230) приводятся следующие цифры, полученные при эллиптичности поверхности в $^1/_{297}$.

Плотность наружной оболочки ρ_1	Плотность ядра ρ_2	Экваториальный радиус ядра r_2, км	Величина, обратная эллиптичности ядра e_2	Константа прецессии $(C-A)/C$
3,0	8,046	5100	320	305,204
3,2	8,206	4978	323	305,203
3,4	8,423	4829	328	305,200

Величины C и A являются главными моментами инерции Земли; их значение будет показано ниже.

Клуссман рассматривает трехслойную структуру, полагая, что Земля состоит из ядра, промежуточной оболочки и наружной оболочки. Для экваториальных радиусов наружных поверхностей ядра, промежуточной и наружной оболочек он берет постоянные значения (соответственно) 3924, 5185 и 6378 км и предполагает, что эллиптичность равна $^1/_{298}$, вместо $^1/_{297}$ (по Вихерту), а средняя плотность — 5,53, вместо 5,56 (по Вихерту). Однако эти основные данные так мало отличаются друг от друга, что, даже не делая проверки, можно заключить, что результаты вполне сравнимы.

Плотность наружной оболочки ρ_1	Плотность промежуточной оболочки ρ_2	Величина, обратная эллиптичности промежуточной оболочки $1/e_2$	Плотность ядра ρ_0	Величина, обратная эллиптичности ядра $1/e_0$
3,0	7,224	322	8,340	327
3,2	6,606	324	8,750	335
3,4	5,987	327	9,161	343
3,6	5,366	330	9,575	353

Клуссман не дает константы прецессии $(C-A)/C$, но преобразование Радо, которое будет объяснено ниже, показывает, что она меняется в очень узких пределах прямо пропорционально эллиптичности поверхности, почти независимо от закона внутренней плотности, при условии, что предполагается наличие гидростатического равновесия. Как вычисления Вихерта для различных эллиптичностей при различных плотностях у поверхности, так и подсчеты Тиссеранда, применявшего лежандровский весьма отличный закон плотности, иллюстрируют этот факт и показывают, что $(C-A)/C$ ме-

няется со скоростью, примерно в $1^1/_4$ раза большей, чем $^1/_{e_1}$, т. е. эллиптичность поверхности.

Таким образом, если мы примем гипотезу о гидростатическом равновесии, то величина $(C-A)/C$, которую можно получить на основании астрономических данных, практически определяет эллиптичность поверхности почти независимо от закона распределения плотности. Вихерт рассмотрел имеющиеся тогда данные и пришел к заключению, что гипотеза гидростатического равновесия с ними совместима, но, с другой стороны, оценив неточность данных, он считает, что поверхности одинаковой плотности могут отклоняться от поверхностей уровня внутри Земли на 100 или более метров. В настоящее время мы склонны согласиться с его выводом, придавая большее значение вероятности тесного соответствия между величинами эллиптичности, полученными геодезически и астрономически, из $(C-A)/C$, чем вероятности их расхождения.

Естественно возникает вопрос, одинаковы ли прецессии жидкого и твердого сфероидов, имеющих одинаковые моменты инерции? Ответ утвердителен для всех практических целей. Этот вопрос был изучен Дарвином[9]. Швейдар[10] пришел к тому же выводу в отношении прецессии и нутации упруго деформирующейся Земли. Оказывается, что деформация Земли, как упругая, так и с учетом вязкости, мало влияет на прецессию и нутацию, так же как и распределение плотности внутри Земли, если последняя находится в состоянии гидростатического равновесия.

Эллиптичность поверхности (e_1) и коэфициент прецессии $(C-A)/C$ таким образом определяют друг друга, и любое расхождение в выводах, основанных на наблюдаемых значениях этих величин, связанное с их вероятными ошибками, проливает мало света на распределение плотности внутри Земли.

УРАВНЕНИЯ КЛЕРО И РАДО

Чтобы подготовить читателя к преобразованию Радо дифференциального уравнения Клеро, мы вводим 2 формулы, которые сами по себе представляют некоторый интерес. Они относятся к степени увеличения эллиптичности с глубиной и применяются главным образом к областям, близким к поверхности. Если мы напишем выражение для силы тяжести у поверхности на широте φ

$$g = g_e(1 + \beta \sin^2 \varphi), \tag{63}$$

справедливое до порядка малых величин, содержащихся в нем, то для величины β получим:

$$\beta = \frac{5}{2} m - e_1, \tag{64}$$

где m уже определено, а e_1 — эллиптичность внешней поверхности. Это и есть окончательное уравнение Клеро.

Работа, совершаемая при движении вниз до поверхности уровня, находящегося около самого наружного слоя, меняется для данного расстояния, независимо от плотности, пропорционально силе тяжести у поверхности, и, следовательно, расстояние между прилегающими эквипотенциальными поверхностями на различных широтах обратно пропорционально силе тяжести. Из этого можно заключить, что соседние поверхности уровня у полюса и экватора находятся на разных расстояниях и имеют разные эллиптичности. Исходя из этого, мы легко находим скорость изменения эллиптичности (ссылка 4, т. II, стр. 93) по расстоянию

$$\frac{de}{dr} = \frac{1}{a}(\beta - e_1) = \frac{1}{a}\left(\frac{5}{2}m - 2e_1\right). \tag{65}$$

В данном случае это уравнение, не завися от плотности, хорошо удовлетворяется внутри и снаружи свободной поверхности. В связи с этим можно упомянуть уравнение для второй производной, хотя в нем нет необходимости при выводе преобразования Радо. Приводим это уравнение:

$$a^2\frac{d^2e}{dr^2} = 6\left(e_1 - \frac{\rho_1}{\rho_m}\beta\right), \tag{66}$$

где ρ_1— плотность у поверхности (ссылка 4, т. II, стр. 487). Другие необходимые уравнения определяют зависимость между моментами инерции и величинами e_1 и m. Они имеют вид:

$$\left.\begin{aligned} \frac{C-A}{Ma^2} &= \frac{2}{3}\left(e_1 - \frac{1}{2}m\right). \\ C &= \frac{8}{3}\pi\int_0^a \rho r^4 dr. \\ M &= 4\pi\int_0^a \rho r^2 dr. \end{aligned}\right\} \tag{67}$$

То есть в величину, предварительно[4] определенную, как M, введен множитель 4π. Отсюда находим:

$$\frac{C-A}{C} = \frac{\left(e_1 - \frac{m}{2}\right)a^2\int_0^a \rho r^2 dr}{\int_0^a \rho r^4 dr}. \tag{68}$$

Чтобы прийти к преобразованию Радо[11] диференциального уравнения Клеро, вводим среднюю плотность D сфероида радиуса r, равную отношению его массы к объему. Постоянный множи-

тель 4π выпадает, и, пренебрегая эллиптичностью, так как мы пользуемся средним радиусом, получаем:

$$Dr^3 = 3\int_0^r \rho x^2 dx = \rho r^2 + \int_\rho^{\rho_0} x^3 \frac{d\rho}{dx}\, dx, \tag{69}$$

или, диференцируя,

$$\rho = D + \frac{r}{3}\frac{dD}{dr}, \tag{70}$$

где ρ — плотность при радиусе r. Второй вид получаем интегрированием по частям; x — переменная интегрирования, пределами которого являются 0 и r, соответствующие плотностям ρ_0 и ρ. Подставляя в уравнение Клеро (55), мы легко находим:

$$\left(r^2\frac{d^2e}{dr^2} + 6r\frac{de}{dr}\right)D + 2r\left(r\frac{de}{dr} + e\right)\frac{dD}{dr} = 0. \tag{71}$$

Затем Радо вводит новую переменную η_1, определяемую уравнением:

$$\eta_1 = \frac{r}{e}\frac{de}{dr}, \tag{72}$$

из которого находим

$$\frac{de}{dr} = \frac{e}{r}\eta_1.$$

$$\frac{d^2e}{dr^2} = \frac{e^2}{r^2}\left(r\frac{d\eta}{dr} + \eta_1^2 - \eta_1\right). \tag{73}$$

Выражая результат через D и η_1, получаем:

$$\left(r\frac{d\eta}{dr} + \eta_1^2 + 5\eta_1\right)D + 2r(1+\eta_1)\frac{dD}{dr} = 0. \tag{74}$$

Это уравнение Радо записывает в виде:

$$\frac{d}{dr}\left(\sqrt{1+\eta}\,D\right) + \frac{5\eta + \eta_1^2}{2r\sqrt{1+\eta}}D = 0. \tag{75}$$

По причине, которая будет указана ниже, нам понадобится выражение $(d/dr)\,(r^5\sqrt{1+\eta_1}\,D)$. Представляя величину, которую будем диференцировать, в виде произведения r^5 и $\sqrt{1+\eta_1}\,D$, получаем:

$$\frac{d}{dr}\left(r^5\sqrt{1+\eta_1}\,D\right) = 5r^4\sqrt{1+\eta_1}\,D + r^5\frac{d}{dr}\sqrt{1+\eta_1}\,D =$$

$$= 5r^4 - \frac{r^4}{2\sqrt{1+\eta}}(5\eta_1 + \eta_1^2)D =$$

$$= 5r^4 D\,\frac{1 + \frac{1}{2}\eta - \frac{1}{10}\eta_1^2}{\sqrt{1+\eta}}. \tag{76}$$

Целесообразность преобразования Радо заключается в том, что дробь $\frac{1+\frac{1}{2}\eta+\frac{1}{10}\eta^2}{\sqrt{1+\eta}}$ очень близка к единице для широких пределов значений η. Разложение в ряд этой дроби до члена, содержащего η^3 включительно, есть $1+\frac{1}{40}\eta^2-\frac{3}{40}\eta^3\ldots$, что отличается от единицы на малую величину даже при $\eta=0{,}5$ или 0,6, являющихся, повидимому, наибольшими вероятными значениями η. Числовые расчеты дают то же самое. Проинтегрируем (76) от центра до поверхности и примем η_1 за значение η на поверхности. Значение D для поверхности является просто средней плотностью $D_1=\rho_m$. Получим:

$$a^5\sqrt{1+\eta_1}\rho_m=5\int_0^a r^4 D\frac{1+\frac{1}{2}\eta-\frac{1}{10}\eta^2}{\sqrt{1+\eta}}dr. \qquad (76a)$$

Можно показать, что в центре Земли $\eta=0$, а для поверхности в силу уравнений (65) и (72)

$$\eta_1=\frac{5m}{2e_1}-2=0{,}57, \qquad (77)$$

так что с хорошим приближением мы можем считать, что дробь $\frac{1+\frac{1}{2}\eta-\frac{1}{10}\eta^2}{\sqrt{1+\eta}}$ почти не влияет на интегрируемую функцию, и приближенно положить, что:

$$5\int_0^a r^4dr=a^5\rho_m\sqrt{1+\eta_1}. \qquad (78)$$

Далее мы имеем:

$$r^3D=3\int_0^r \rho x^2dx,\quad D_1=\rho_m. \qquad (79)$$

Умножая на $d(r^2)$ и интегрируя по частям, получаем:

$$2\int_0^a r^4Ddr=\int_0^a r^3Dd(r^2)=a^5D_1-3\int_0^a \rho r^4dr. \qquad (80)$$

Используя уравнения (68), (77), (79) и (80), а также (78) при $r=a$, находим:

$$\frac{C}{C-A}\left(e_1-\frac{m}{2}\right)+\frac{2}{5}\sqrt{\frac{5m}{2e_1}-1}=1+f, \qquad (81)$$

где f является небольшой величиной, представляющей ошибку, вводимую приравниванием дроби $\frac{1+\frac{1}{2}\eta-\frac{1}{10}\eta^2}{\sqrt{1+\eta}}$ единице. Величина f равна или меньше 0,0004.

Это остроумное преобразование отчасти объясняет, почему эллиптичность поверхности фактически определяет прецессию независимо от закона плотности, но при условии гидростатического равновесия. Однако оно почти ничего не дает для физического понимания проблемы.

Хелмерт (ссылка 4, т. II, стр. 491), перефразируя Хегера[12], наилучшим образом сформулировал физические причины. По Хегеру: если в уравнении (68) мы положим, что эллипсоидальный слой постоянной эллиптичности имеет постоянную плотность, то по известному значению величины $(C-A)/C$ получим значение $e_1 = {}^1/_{270}$, очень близкое к действительной эллиптичности. Из уравнения (65) мы знаем, что эллиптичность внутренних эквипотенциальных поверхностей начинает уменьшаться с глубиной, а для согласия наблюдаемой эллиптичности с наблюдаемой константой прецессии $(C-A)/C$ требуется очень небольшое уменьшение.

Совпадение эллиптичности и константы прецессии при любом предположенном законе изменения плотности не является доказательством в пользу этого закона; с другой стороны, явное несоответствие, превосходящее несогласие, объясняемое ошибками в наблюдениях, может указать на отсутствие гидростатического равновесия внутри Земли.

ЧИСЛОВЫЕ ДАННЫЕ

Иногда важно иметь таблицы значений плотности, силы тяжести и эллиптичности внутри Земли, основанных на различных исходных допущениях. Существуют три комплекса цифр, основанных: 1) на законе Вихерта, причем вместо его значения средней плотности 5,58 взято более современное значение 5,52; 2) на законе Лежандра, где значение $\nu = n\alpha$ положено равным 143°, вместо значения 144°, 185, которым пользовались выше. Это значение $\nu = 143°$ дает результаты достаточно точные для иллюстрации и сравнения; 3) на цифрах из двух статей Буллена[13], основанных на сейсмических данных, а также на цифрах, полученных графическим интегрированием. Статьи Буллена отражают наши знания в этой области на сегодняшний день, а потому мы вкратце приводим их в табл. 63.

Цифры для плотности и давления получены интерполяцией данных из второй статьи Буллена, причем в качестве аргумента вместо глубины взято расстояние от центра Земли, выраженное в долях ее радиуса. В своей первой статье он приводит значения эллиптичности, по которым и вычислены обратные значения эллиптичности в

Таблица 63

ПЛОТНОСТЬ, ДАВЛЕНИЕ И ЭЛЛИПТИЧНОСТЬ ВНУТРИ ЗЕМЛИ (по Буллену[13]) И СИЛА ТЯЖЕСТИ (по Бенфильду[14])

Расстояние от центра r/a	Плотность ρ, г/см³	Давление p, бары *	Величина, обратная эллиптичности $1/e$	Сила тяжести g, галы
Центр 0,0	12,2	$3{,}5 \cdot 10^6$	400	0
0,1	12,1	$3{,}4 \cdot 10^6$	398	214
0,2	11,9	$3{,}2 \cdot 10^6$	396	426
0,3	11,4	$2{,}7 \cdot 10^6$	394	623
0,4	10,8	$2{,}2 \cdot 10^6$	392	809
0,5	10,1	$1{,}63 \cdot 10^6$	390	973
0,6	5,4	$1{,}15 \cdot 10^6$	379	1007
0,7	5,1	$0{,}87 \cdot 10^6$	360	980
0,8	4,7	$0{,}52 \cdot 10^6$	333	981
0,9	4,3	$0{,}23 \cdot 10^6$	313	992
Поверхность 1,0	. . .	. . . . .	297	982

* 1 бар = 1 030 000 дин/см² = 0,987 ат.

пределах от поверхности до центрального ядра. Во второй статье Буллен утверждает, что его пересчет не внес существенных изменений в цифры для эллиптичности этой части Земли. Буллен не дает точных цифр для эллиптичности всех слоев ядра: цифры, приведенные здесь, являются частично приближенными вычислениями, основанными на его замечаниях о пересчете.

Случайно Буллен проверил тот факт, что для принятого здесь распределения плотности приближение

$$\frac{1+\frac{1}{2}\eta_i-\frac{1}{10}\eta_i^2}{\sqrt{1+\eta_i}}=1$$

является очень хорошим.

Главная граница (разрыв непрерывности) изменения свойств между ядром и оболочкой находится между r/a=0,5 и r/a=0,6.

Для сравнения приводятся результаты вычислений, похожих на булленовские, но с лежандровским законом распределения плотности. Этот закон, благодаря удобству его математического использования, в течение долгого времени пользовался популярностью и применялся за 100 лет до того, как стало известно о существовании разрыва в свойствах ядра и оболочки. Несмотря на эти основательные различия, результаты этих двух методов вычисления не отличаются большой разницей. По закону Лежандра плотность у поверх-

ности получается слишком низкой с современной точки зрения, а плотность на глубинах, соответствующих нижним частям оболочки, — слишком высокой.

В табл. 64 приведено возможное распределение плотности, давления и т. д., соответствующее всем известным данным, за исключением сейсмологических. Математические формулы, на которых основано это распределение, чрезвычайно удобны.

Таблица 64

ПЛОТНОСТЬ, ДАВЛЕНИЕ, СИЛА ТЯЖЕСТИ И ЭЛЛИПТИЧНОСТЬ ВНУТРИ ЗЕМЛИ

Закон Лежандра: $\rho = \rho_0 \dfrac{\sin\left(\nu \dfrac{r}{a}\right)}{\nu \dfrac{r}{a}}$

($\nu = 144°, 185 = 2{,}51650$ радиана)

Расстояние от центра r/a	Плотность ρ, г/см³	Давление p, бары	Сила тяжести g, галы	Величина, обратная эллиптичности $1/e$
Центр 0,0	11,2	$3{,}2 \cdot 10^6$	0	373
0,1	11,0	$3{,}1 \cdot 10^6$	197	372
0,2	10,7	$2{,}9 \cdot 10^6$	387	370
0,3	10,1	$2{,}6 \cdot 10^6$	563	366
0,4	9,4	$2{,}18 \cdot 10^6$	717	362
0,5	8,6	$1{,}83 \cdot 10^6$	845	355
0,6	7,4	$1{,}26 \cdot 10^6$	941	347
0,7	6,2	$0{,}86 \cdot 10^6$	1004	337
0,8	5,0	$0{,}49 \cdot 10^6$	1032	326
0,9	3,8	$0{,}20 \cdot 10^6$	1026	311
Поверхность 1,0	2,6	....	982	297

С другой стороны, табл. 63 (Буллена) соответствует также и сейсмологическим данным, а поэтому ее следует предпочитать. Несмотря на различные предпосылки, цифры в обеих таблицах весьма близки друг к другу. Буллен не дает значения силы тяжести внутри Земли. Данные в последней колонке табл. 63 основаны на первой статье Буллена[13] и были подсчитаны Бенфильдом[14]. Они показывают, что сила тяжести увеличивается внутри Земли до глубины порядка 0,6 ее радиуса (до поверхности ядра). Ее величина там примерно на $2\frac{1}{2}\%$ больше, чем у поверхности. Скорость увеличения непосредственно под наружной поверхностью равна нормальной скорости в воздухе непосредственно над поверхностью, минус $4\pi k\rho$, или в галлах на метр

$$0{,}0003086 - 0{,}0000838\rho_1.$$

Эллиптичность внутренних слоев Земли влияет на пути распространения сейсмических волн, но наши знания в этой области еще недостаточны для того, чтобы мы могли установить тот или иной закон ее изменения. Считая, что эти пути брахистохронного типа, мы не можем предполагать, что они являются плоскими кривыми. Даже на поверхности эллипсоида брахистохронная кривая в случае равномерной скорости представляет собой геодезическую линию, а не является плоской кривой. Эта задача относится к области вариационного исчисления.

Уже после составления этого раздела Брауэр[15] дополнил и опубликовал заметки Ситтера о некоторых, связанных друг с другом астрономических данных, включающих фигуру Земли. Целью этой работы являлось получение серии согласованных между собой значений рассматриваемых величин.

При выводе эллиптичности Земли считалось, что величина $(C-A)/C$ очень точно определяется посредством лунно-солнечной прецессии равноденствий. В эту величину вносится поправка на так называемую «геодезическую прецессию», или эффект относительности, — величину, которая естественно не вошла в более ранние определения*.

Значения «геодезической прецессии» так малы, что пренебрежение ими почти не влияет на результаты. Текучесть учитывалась, и полученное в результате значение обратной эллиптичности равно

$$1/e = 296{,}753$$

по сравнению с 297 для международного эллипсоида. Приближение в уравнении (78) не нарушается допущениями Ситтера и Брауера, сделанными в их статье. Степень точности определения обратной эллиптичности Земли $(1/e)$, пользуясь величиной $(C-A)/C$, зависит от числа известных констант в принятом законе плотности. Однако, как показывает уравнение (78), при наличии всегда допускаемой текучести, результат удивительно мало зависит от вида принимаемого закона изменения плотности. Величина $(C-A)/C$ известна с довольно большой точностью.

ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ XI

1. *Heyl, P. R.* Jour. Research Nat. Bur. Standards, **5**, 1243 (1930).
2. *Heyl, P. R., Cook, Guy, S.* The value of gravity at Washington. Jour. Research Nat. Bur. Standards, **17**, 805 (1936).
2a. *Clark, J. S.* An absolute determination of the acceleration of gravity. Phil. Trans. R. Soc., London. Series A, 138. P. 65 (Feb. 17, 1939).

* В более ранних работах Ситтера она применялась с неправильным знаком.

3. *Clairaut, A. C.* Théorie de la figure de la Terre. 1743. P. 243. Немецкий перевод с примечаниями *Jourdain* и *Oettingen*, составляющий № 189 Ostwalds Klassiker der exakten Wissenschaften под заглавием Theorie der Erdgestalt nach den Gesetzen der Hydrostatik. Leipzig, 1913.

4. *Helmert, F. R.* Die mathematischen und physikalischen Theorien der höheren Geodäsie. Vol. II. P. 481. Leipzig (1884).

5. *Clarke, A. R.* Geodesy. P. 84. Oxford (1880).
Tisserand, F. Mécanique céleste. Vol. II. P. 213. Paris (1891).

6. *Levy, M.* Sur la théorie de la figure de la terre. Acad. sci. (Paris) Comptes rendus, **106**, 1270, 1314, 1375 (1858).

7. *Wiechert, E.* Über die Massenverteilung im Inneren der Erde. Nachr. K. Gesell. Wiss. Göttingen, Math.-phys. Kl. P. 221 (1897).

8. *Klussman, W.* Über das Innere der Erde. Gerlands Beitr. Geophysik, **14**, 1 (1915).

9. *Darwin, G. H.* On the precession of a viscous spheroid, and on the remote history of the earth. Scientific Papers. Vol. II. P. 36. Cambridge (England), (1908) (с общими выводами рассматриваемых в этой главе вопросов — см. стр. 117).

10. *Schweydar, W.* Die Bewegung der Drehachse der elastischen Erde im Erdkörper und im Raume. Astron. Nachr., **203**, 101, No. 4855 (1916).

11. *Radau, R. R.* Acad. sci. (Paris) Comptes rendus, **100**, 972 (1885) *Radau, R. R.* Bull. astron., 2, 157. (См. также Tisserand, Mécanique céleste. Vol. II. P. 221).

12. *Heger, R.* Zeitschr. Mathematik u. Physik, **15**, 293 (1870).

13. *Bullen, K. E.* The variation of density and the ellipticities of strata of equal density within the earth. Monthly Notices Royal Astronomical Soc., Geophys. Suppl., **3**, 395 (1936).

Bullen, K. E. Note on the density and pressure inside the earth. Royal Soc. New Zealand Trans., **67**, 122 (1937). (Частичный пересмотр предыдущей работы.)

14. *Gutenberg, B.* Schwere und Druck im Erdinnern. Gerlands. Beitr. Geophysik, **26**, 37—41 (1930).
Haurwitz, B. Über die Aenderung der Schwere im Erdinnern. **28**, 126—128 (1930).
Benfield, A. E. Note on the variation of gravity with depth. Zeitschr. Geophysik, **13**, 157—158 (1937).

15. *de Sitter, W., Brouwer, Dirk.* On the system of astronomical constants. Bulletin of the Astronomical Institute of the Netherlands. (Сообщения, поступившие из Лейденской обсерватории.) Vol. VIII, No. 307, p. 213.

ГЛАВА XII

КОНСТАНТЫ УПРУГОСТИ В НЕДРАХ ЗЕМЛИ

Б. ГУТЕНБЕРГ

Упругие свойства абсолютно упругого однородного тела определяются двумя модулями: модулем объемной упругости, который характеризует изменение объема при всестороннем сжатии, и модулем сдвига μ, который определяет изменение формы при чистом сдвиге. Кроме того часто пользуются следующими величинами: модулем упругости Юнга E, коэфициентом Пуассона σ и константой Ламэ λ. Каждые две из предшествующих констант определяют изменение объема и формы однородного твердого тела при вполне упругом процессе. Они связаны следующими уравнениями, которые также показывают их функциональные зависимости, со скоростями продольных V и поперечных v волн и плотностью ρ (см. гл. II):

$$E = \frac{\mu}{\lambda+\mu}(3\lambda+2\mu) = 3k(1-2\sigma) = 2\mu(1+\sigma) = \frac{k}{\frac{k}{3\mu}+\frac{1}{9}} =$$

$$= 2\rho v^2(1+\sigma) = 3\rho\frac{V^2-2v^2}{\left(\frac{V}{v}\right)^2-1}. \qquad (82)$$

$$\sigma = \frac{\lambda}{2(\lambda+\mu)} = \frac{3k-E}{6k} = \frac{1-\frac{2\mu}{3k}}{2+\frac{2\mu}{3k}} = \frac{1}{2}\left[1-\frac{1}{2\left(\frac{V}{v}\right)^2-1}\right]. \qquad (83)$$

$$\mu = \frac{1}{2}\frac{E}{1+\sigma} = \frac{3k}{2}\frac{1-2\sigma}{1-\sigma} = \frac{3}{2}(k-\lambda) = \frac{\lambda(1-2\sigma)}{2\sigma} = \rho v^2. \qquad (84)$$

$$k = \frac{1}{3}\frac{E}{1-2\sigma} = \frac{2\mu}{3}\frac{1+\sigma}{1-2\sigma} = \lambda+\frac{2}{3}\mu =$$

$$= \rho V^2 - \frac{4}{3}\mu = \rho\left(V^2-\frac{4}{3}v^2\right). \qquad (85)$$

$$\lambda = \frac{\sigma E}{(1+\sigma)(1-2\sigma)} = 3k\frac{\sigma}{1+\sigma} = k-\frac{2}{3}\mu = \frac{2\sigma\mu}{1-2\sigma} =$$

$$= \rho V^2 - 2\mu = \rho(V^2-2v^2). \qquad (86)$$

Для текучих тел ($\mu=0$) находим

$$E=0. \quad \sigma=\frac{1}{2}. \quad \lambda=k=\rho V^2. \qquad (87)$$

Наличие упругих процессов свидетельствует о действии деформирующих сил (напряжений). Напряжение есть сила, приходящаяся на единицу площади, на которую эта сила действует.

Обычно пользуются не напряжением, а его компонентами. Компонента, перпендикулярная поверхности, называется *нормальным напряжением* (нормальной составляющей), а компонента, направленная вдоль поверхности, — *тангенциальной составляющей*. Если нормальное напряжение направлено к поверхности, оно будет *давлением*, при действии в противоположном направлении возникает *растяжение*. Давление вызывает *сжатие*, растяжение — *расширение*. Результатом тангенциального напряжения является *сдвиг*.

Классическая теория упругости постулирует, что деформации определяются только напряжениями, и наоборот. Предполагается, что внутреннее трение, пластичность, ползучесть и другие подобные явления отсутствуют. Влияние таких явлений на различные процессы обсуждается в гл. XIII. В классической теории кроме того предполагается, что деформации так малы, что в уравнениях, связывающих напряжения с деформациями, можно пренебрегать их квадратами и произведениями. Мурнаган[19] и Берг[20] предприняли попытки распространить теорию упругости на случай конечных деформаций.

ЖЕСТКОСТЬ (МОДУЛЬ СДВИГА)

Модуль сдвига пропорционален тангенциальному напряжению, необходимому для образования данной деформации сдвига. Этой константой можно пользоваться лишь при чисто упругих процессах, и поэтому она не применяется при наличии пластических изменений. Таким образом, в противоположность установившемуся мнению, ни течения под корой, ни растекание континентов ни в какой мере не зависят от жесткости. Модуль сдвига важен, главным образом, в связи с упругими волнами сдвига, или поперечными волнами. В большинстве пород у поверхности Земли он равен примерно $3 \cdot 10^{11}$ дин/см^2. Он уменьшается с увеличением температуры и увеличивается с увеличением давления (см. гл. II).

Так как, по всей вероятности, большая часть оболочки Земли состоит из стекловидного материала, то определения модуля сдвига для такого материала и, особенно, различий модуля сдвига при кристаллическом и стекловидном состоянии вещества, при различных температурах и давлениях, имеют большое значение. К сожалению, у нас очень мало данных по этому вопросу, и до настоящего времени мы ничего не знаем о модуле сдвига стекловидных материалов под высоким давлением и при температуре выше точки плавления.

Сведения о модуле сдвига μ внутри Земли можно получить из наблюдений скорости поперечных волн v и по данным о плотности ρ, так как $\mu = \rho v^2$. Для оболочки Земли скорость поперечных волн

известна с достаточной степенью точности. Однако данные о плотности менее надежны, особенно для более глубоких частей оболочки.

Ни одна поперечная волна, проходящая через ядро, не была установлена с такой степенью вероятности, чтобы ею можно было уверенно воспользоваться для определения модуля сдвига в ядре. В некоторых случаях наблюдались волны, которые, возможно, были поперечными волнами, проходящими через ядро (см. гл. VIII). Однако они точно так же могли быть волнами других типов. Поскольку у нас нет причин предполагать, что поперечные волны, проходящие через ядро, должны быть значительно меньше продольных, и так как поперечные волны, проходящие через оболочку, обычно имеют заметно бо́льшие амплитуды, чем продольные волны, а большинству сейсмологов, работающих над этой специальной задачей, не удалось до сих пор установить поперечных волн, проходящих через ядро, то, повидимому, существование их очень проблематично. Несомненно, они не имеют фокуса, в отличие от продольных волн, проходящих через ядро, или волн, которые пересекли оболочку, как поперечные волны, а ядро — как продольные волны.

Вследствие того, что до настоящего времени не удалось установить распространения поперечных волн внутри ядра, оказывается невозможным вычисление значений модуля сдвига для этой части Земли; вероятно, что модуль сдвига в ядре очень невелик и практически может быть даже равен нулю.

Данные о скорости поперечных волн (сдвига) в некотором данном слое земной коры не отличаются единообразием (табл. 36). Кроме того, плотность известна лишь ориентировочно. Таким образом, цифры в табл. 65 представляют собой лишь средние значения, ибо в осадках скорость поперечных волн v меняется от образца к образцу, а данные для более глубоких слоев ненадежны вследствие того, что плотность точно не установлена.

Хотя скорость поперечных волн вместе с данными о плотности дает модуль сдвига, как функцию глубины, имеется ряд других явлений, позволяющих подсчитать модуль сдвига (жесткость) Земли в целом. Чтобы получить данные относительно изменения с глубиной, следует скомбинировать различные методы наблюдений и принять функциональную зависимость между модулем сдвига и глубиной, содержащую столько переменных, сколько имеется наблюденных констант.

Двумя наиболее важными источниками сведений о жесткости (модуле сдвига) Земли в целом являются движения полюсов и приливы в теле Земли, так же как и приливы океанов. Они обсуждались В. Д. Ламбертом (Physics of the Earth, т. II, The Figure of the Earth, стр. 245—277 и 68—80). Литература о применении этих данных к вычислению жесткости (модуля сдвига) Земли очень обширна.

Наблюдения над приливами и движением полюсов дали нам три величины: h, k и l. Они связаны с модулем сдвига μ однородного

Таблица 65

МОДУЛЬ СДВИГА

Материал	Приблизительное значение модуля сдвига, дины/см²
Аллювий, вблизи поверхности	$0{,}1 \cdot 10^{11}$
Аллювий, на глубине 2 км	$1 \cdot 10^{11}$
Третичный песчаник, на глубине 2 км . . .	$2 \cdot 10^{11}$
Очень древние отложения, на глубине 2 км	$4 \cdot 10^{11}$
Гранитный слой на континентах	$3 \cdot 10^{11}$
Более глубокие континентальные слои . . .	$4 \cdot 10^{11}$
Тихий океан, на глубине 5 км	$5 \cdot 10^{11}$
На глубине 50—100 км (повсеместно) . . .	$6\frac{1}{2} \cdot 10^{11}$
На глубине 200 км*	$7 \cdot 10^{11}$

* Для больших глубин результаты приведены на рис. 25 (кривая 3).

несжимаемого тела, имеющего размер Земли (радиус R) и ее среднюю плотность ρ и жесткость μ, следующими соотношениями [13]:

$$h = \frac{5f}{2f+1}, \quad k = \frac{3f}{2f+1}, \quad l = \frac{\frac{3}{2}f}{2f+1},$$

где

$$f = \frac{g\rho R}{19\mu}. \tag{88}$$

Вообще эти три величины определены только для деформаций, которые можно выразить сферическими гармониками второго порядка. Сюда входят, однако, все типы деформаций, которые фактически были подсчитаны на основании наблюдений приливов, отклонений линии отвеса, изменений силы тяжести и изменения широты. Эти определения относятся только к свободной поверхности.

Величины h и k служат для сравнения сил с производимыми ими деформациями. Величина h есть отношение действительной деформации от прилива в теле Земли к теоретической величине прилива в момент равновесия, измеренной от недеформированной поверхности Земли. Деформация Земли, в дополнение к потенциалу W сил прилива с длинным периодом, образует еще потенциал kW. Это определяет k. Высота прилива океана при равновесии равна $\frac{(1+k)W}{g}$. Высота прилива в теле Земли равна $\frac{hw}{g}$. Их разность, наблюдаемая в свободном океане в случае приливов с длинным периодом,

выражается величиной $\frac{(1+k-h)W}{g}$. Так как мы знаем $\frac{W}{g}$ из теории, то величину $1+k+h$ можно подсчитать. Соответствующее отношение (влияния эффекта деформации прилива реальной Земли к эффекту деформации прилива идеальной Земли) для изменения силы тяжести выражается величиной $1+h-\frac{3}{2}k$.

Третья величина l входит в выражение горизонтального поверхностного смещения, вызываемого приливом. Если прилив в момент равновесия E выражается величиной cS, где S есть общая поверхностная сферическая гармоника второго порядка, а c — константа, то смещение поверхности по меридиану равно $cl\ (\partial S/\partial\varphi)$, а по вертикали $\frac{(cl)}{(\cos\varphi)}\frac{(\partial S)}{(\partial\lambda)}$, где φ — широта, λ — долгота. Величина l влияет и на направление отвеса. Отношение величины найденной для деформируемой Земли к величине для идеальной Земли определяется выражением $(1+k-l)$.

Изучение движения полюсов дает величину k:

$$k=\left(1-\frac{t_E}{t_C}\right)\left(\frac{2\alpha}{m}-1\right), \tag{89}$$

где t_E — эйлеров период (303 дня) движения полюсов для недеформируемой Земли, t_C — действительно наблюдаемый период, с поправкой на подвижность вод океана, α — эллиптичность Земли ($^1/_{297}$), а m — отношение центробежной силы к силе тяжести у экватора.

Таким образом, наблюдения различных явлений дают величины $(1+k-h)$, $(1+h-\frac{3}{2}k)$, $(1+k-l)$ и k. К сожалению, большинство из этих величин нельзя определить точно, так как воды океана влияют на наблюденные данные и особенно приливы океанов, действия которых на континенты налагаются на влияния приливов в теле Земли. Кроме того, большинство величин не было измерено с достаточной точностью, частично потому, что методы наблюдений не обеспечивают желаемой точности, частично же потому, что величины обнаруживают большие колебания, вызываемые возмущающими действиями, того же порядка, как и искомая величина. Поэтому необходимо провести длительные серии наблюдений. Для многих величин наблюдения проводились в течение недостаточного периода времени. Величиной l часто пренебрегали, хотя на ее значение указывал Ламберт.

Первые попытки определить модуль сдвига (жесткость) Земли делались при предположении, что Земля однородна. В этом случае можно воспользоваться уравнением (88). Ламберт (ссылка 13, стр. 18)

вычислил соответствующие значения входящих сюда величин, которые приводим ниже:

μ дин/см²	h	k	l	$1+k-h$	$1+k-l$	$1+h-\frac{3}{2}k$
$1\cdot10^{11}$	1,96	1,18	0,59	0,22	1,59	1,20
$2\cdot10^{11}$	1,61	0,97	0,48	0,36	1,48	1,16
$4\cdot10^{11}$	1,19	0,71	0,36	0,52	1,36	1,12
$8\cdot10^{11}$	0,78	0,47	0,23	0,69	1,23	1,08
$12\cdot10^{11}$	0,58	0,35	0,17	0,77	1,17	1,06
$20\cdot10^{11}$	0,38	0,23	0,12	0,85	1,12	1,04

Дарвин нашел, что приливы океанов, с длинными периодами, имеют амплитуды порядка $^2/_3$ теоретической величины для недеформируемой Земли. Хотя мы точно не знаем, можно ли применить эту теорию к длиннопериодным приливам океанов (на короткопериодные приливы океанов влияет много других факторов), мы предположим, что она, примерно, равна $1+k-h$. Тогда, полагая, что Земля однородна, находим по таблице модуль сдвига порядка $8\cdot10^{11}$ дин/см². Такие же значения были найдены на основании других данных. Например, на основании движения полюсов, было установлено, что величина k равна, приблизительно, $^1/_4$. Исходя из этих соображений, пришли к известному всем выводу о том, что Земля в целом обладает такой же жесткостью, как сталь ($8\cdot10^{11}$ дин/см²), или если внести поправку на подвижность вод океана и принять во внимание наблюдаемое значение величины k, то Земля оказывается в два раза более жесткой, чем сталь.

Однако для того, чтобы установить действительный модуль сдвига (жесткость) Земли, следует учесть, что влияние модуля сдвига на различных глубинах очень сложно. Так как нам известно лишь несколько величин, то мы должны предположить простую форму функциональной зависимости модуля сдвига от глубины. По этой причине, а также потому, что для величин, используемых в вычислениях, трудно получить хорошие цифровые данные, эти методы еще не дали точных результатов относительно модуля сдвига внутри ядра Земли, для которого нельзя применить более точного метода, основанного на определении скорости поперечных волн.

Херглотц[3], повидимому, был первым, кто предположил, что модуль сдвига во всем теле Земли не остается постоянным, но что для оболочки имеется одна постоянная величина модуля сдвига, а для ядра — другая постоянная величина. Следующий шаг был сделан Швейдаром[6], предположившим, что как плотность ρ, так и модуль сдвига μ внутри Земли могут быть выражены как функции глубины формулой $a-br^2$, где a и b — константы (различные для модуля

сдвига и плотности), а r — отношение радиуса слоя к радиусу Земли. Используя движения полюсов с чандлеровским периодом и основываясь на указанном выше допущении, он нашел, что модуль сдвига увеличивается примерно с $3 \cdot 10^{11}$ дин/см^2 у поверхности до $30 \cdot 10^{11}$ дин/см^2 в центре Земли.

Такие же предположения были сделаны Хоскинсом[9]. Предложенный им закон плотности аналогичен закону Швейдара.

Швейдар Хоскинс

$$\rho = 10{,}1\,(1 - 0{,}764 r^2) \qquad \rho = 11{,}054\left(1 - \frac{5}{6} r^2\right). \tag{90}$$

Так как модуль объемной упругости влияет на результаты, то Хоскинс высказал относительно него ряд предположений. Наилучшее приближение было получено им при предположении, что константы Ламэ λ и μ равны, что достаточно хорошо соответствует действительным условиям в оболочке Земли. Однако плотность, принятая им для поверхностных слоев $\rho = 1{,}8$ при $r = 1$ (из только что приведенного уравнения), слишком мала. Используя данные наблюдений над приливами, он установил, что модуль сдвига при этих допущениях равен:

$$\mu = 16{,}95\,(1 - 0{,}85 r^2), \tag{91}$$

что соответствует возрастанию от принятого им значения примерно $2{,}5 \cdot 10^{11}$ дин/см^2 у поверхности до $17 \cdot 10^{11}$ дин/см^2 в центре, причем, по его соображениям, это возрастание протекает сначала быстро, затем более медленно и, наконец, асимптотически приближается к значению модуля сдвига в центре Земли.

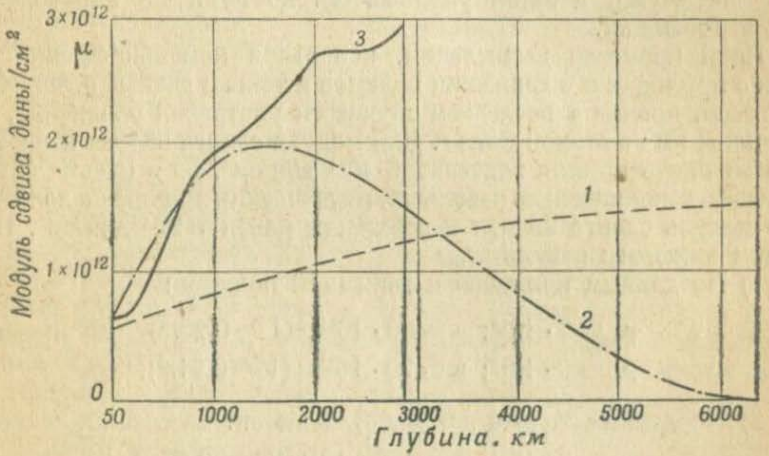
А. Прей[10] подошел к этой проблеме иначе. Он расширил предложенную Швейдаром теорию и попытался сочетать данные о приливах в теле Земли с данными о движении полюсов, надеясь, что таким путем он сумеет найти функцию, содержащую еще одну переменную. Однако он нашел, что эти два явления приводят к уравнениям, которые не отличаются друг от друга больше чем на величины возможных ошибок наблюдений. Этот результат очень важен, так как показывает, что значения модуля сдвига, установленные совершенно различными способами, сходны между собой. Однако он не позволяет получить дополнительные данные о законе изменения модуля сдвига с глубиной. В своей первой статье Прей использовал данные, основанные на сочетании результатов наблюдений приливов и данные о движении полюсов, а во второй статье взял только период движения полюсов, но расширил теорию тем, что учел некоторые важные члены второго порядка.

Для плотности Прей принял тот же закон, что и Швейдар (см. выше). В отношении модуля сдвига μ он высказал два предположения, из которых первое соответствует предположениям Швейдара и Хоскинса (возрастание модуля сдвига μ от значения у поверхности до

максимума в центре Земли). Принимая значение $2{,}7 \cdot 10^{11}$ для модуля сдвига у поверхности, он установил, что наиболее вероятный закон изменения модуля сдвига внутри Земли, при этих предположениях, будет иметь вид:

$$\mu = 16 \cdot 10^{11}(1 - 0{,}83r^2). \qquad (92)$$

Этому уравнению хорошо удовлетворяют результаты Хоскинса, найденные совершенно иным путем. Значение, принятое для модуля сдвига у поверхности, почти соответствует модулю сдвига гранитного слоя в континентах. Так как это значение, примерно, в 2 раза



Р и с. 25. Модуль сдвига в недрах Земли как функция глубины. Кривые 1 и 2 основаны на наблюдениях приливов в теле Земли и на движениях полюсов; кривая 3 — на скорости поперечных сейсмических волн и плотности внутри Земли [18].

больше у дна Тихого океана и под континентами на глубине около 40 км, то автор этой работы в письме к Прею предложил ему произвести вычисление, при допущении, что модуль сдвига около поверхности равен $6 \cdot 10^{11}$ дин/см². Закон для жесткости, полученный в этом случае, оставляя прочие предположения неизменными, будет:

$$\mu = 15 \cdot 10^{11}(1 - 0{,}6r^2). \qquad (93)$$

Значения, соответствующие полученным результатам, представлены в виде кривой 1 на рис. 25. Эта кривая, так же, как и другие, полученные при предположении, что модуль сдвига увеличивается с глубиной до максимальной величины в центре Земли, совершенно расходится со значениями, установленными в результате наблюдений волн землетрясений в оболочке, при которых получаются значительно более низкие величины. Кроме того, поскольку до сих

пор не обнаружено ни одной поперечной волны, которая проникла бы через ядро и обладала такими же свойствами, что и продольные волны, проходящие через ядро, то кажется весьма вероятным, что модуль сдвига внутри ядра очень невелик. На основании этого Прей предложил вторую форму закона изменения модуля сдвига с глубиной

$$\mu = Ar^2(1 - Br^2).$$

В этом случае опять следует задаться некоторым значением μ на поверхности. Модуль сдвига сначала увеличивается с глубиной до максимума, а затем уменьшается до нуля по направлению к центру Земли.

Прей произвел вычисления, используя комбинирование данных о приливах и о движении полюсов и только данные о движении полюсов, причем в последнем случае он употребил уравнение, выведенное им во второй статье. Для модуля сдвига вблизи поверхности он опять принял значение $3 \cdot 10^{11}$ дин/см^2, но в письме автору сообщил дополнительно результаты вычислений при предположении, что модуль сдвига вблизи поверхности равен $6 \cdot 10^{11}$ дин/см^2. Приводим ниже эти результаты:

1) По данным приливов и движений полюсов:

$$\mu_0 = 3 \cdot 10^{11};\ \mu = 60 \cdot 10^{11} r^2 (1 - 0{,}95 r^2) \qquad (94)$$

$$\mu_0 = 6 \cdot 10^{11};\ \mu = 70 \cdot 10^{11} r^2 (1 - 0{,}91 r^2). \qquad (95)$$

2) По данным только движений полюсов:

$$\mu_0 = 3 \cdot 10^{11};\ \mu = 100 \cdot 10^{11} r^2 (1 - 0{,}97 r^2). \qquad (96)$$

Различия между отдельными кривыми сравнительно невелики. Максимальное значение модуля сдвига получается во всех случаях на глубине от 1500 до 2000 км и составляет примерно $20 \cdot 10^{11}$ дин/см^2.

Кривая, соответствующая второму уравнению, нанесена на рис. 25 (кривая 2). Принимая во внимание, что форма кривой задана предположительно, она является хорошим приближением к кривым, полученным на основании скоростей распространения поперечных волн. Это указывает на то, что модуль сдвига в ядре очень мал.

Попытка вычислить модуль сдвига земной коры по отклонению от отвеса, возникающему при прохождении области низкого давления, была сделана Х. Леттау[14]. Как уже говорилось в гл. VI, максимальный наклон i в секундах дуги равен $10^8 h/\mu$, на основании чего $\mu = 1{,}36 \cdot 10^8 H/i$ дин/см^2, где H — изменение давления воздуха в мм ртутного столба. В результате наблюдений, проведенных около Лейпцига, Леттау нашел, что при $H = 1$ мм ртутного столба $i = 0{,}004''$, что дает $\mu = 0{,}3 \cdot 10^{11}$ дин/см^2. Подобное значение μ может объ-

яснить полусуточную волну, отмечаемую маятниками, если предположить, что эта волна является комбинацией солнечной приливной волны и соответствующей полусуточной волны давления воздуха. Величина $0{,}3 \cdot 10^{11}$ почти соответствует значению модуля сдвига для аллювиальных слоев, найденному как на основании измерения скоростей упругих волн, так и в лабораториях. Однако оно равно только $^1/_{10}$ значения, найденного для гранита. По этой причине Леттау рассматривает возможность (упомянутую ранее Швейдаром[6] и Преем[10]) того, что очень медленные движения, как, например, при приливах в теле Земли, указывают на меньшее значение модуля сдвига, чем значительно более быстрые движения волн землетрясений. Для разрешения этого вопроса необходимы дальнейшие исследования.

Метод определения модуля сдвига внутри ядра должен заключаться в следующем. Для оболочки нужно принять кривую, основанную на скорости поперечных волн и заданном законе изменения плотности, например, кривую 3 на рис. 25, а затем на основании приливов или движения полюсов вычислить модуль сдвига в ядре (в первом приближении модуль сдвига в ядре можно считать постоянным). Однако эта проблема встречает большие математические трудности, препятствующие ее решению. Приближенное решение основано на допущении, что модуль сдвига имеет одно постоянное значение для оболочки и другое для ядра. Решение было дано Херглотцем[3] и использовано Джеффризом[11], который принял на основании данных о волнах землетрясения «среднее» значение модуля сдвига для оболочки, а затем проверял различные предположения о модуле сдвига ядра по их влиянию на приливы и движения полюсов. Джеффриз нашел, что результаты

«определенно указывают на то, что ядро обладает меньшей жесткостью, чем оболочка, причем не в смысле различия в плотностях, а в абсолютном смысле. Для жидкого ядра результаты слишком высоки, но, вероятно, они были бы значительно меньше, если бы мы допустили вариации плотности и модуля сдвига в пределах двух слоев. В этом случае допущение жидкого ядра дало бы возможность увязать сейсмические данные с данными приливов. Существование ядра с отношением модуля сдвига к модулю объемной упругости (около 10^{13} дин/см^2), характерным для твердого тела, совершенно невозможно».

Предполагая, что модуль сдвига в ядре равен нулю, Л. Розенхед[12] произвел детальные теоретические исследования приливов и нашел хорошее согласование между наблюдениями и теорией.

На основании всех имеющихся данных кажется весьма вероятным, что модуль сдвига в ядре сравнительно невелик. Из наблюдений не следует, что он настолько мал, что мы должны считать ядро жидким; однако не исключена возможность, что это так. Во всяком случае предположение о том, что он равен нулю, является, по крайней мере, хорошим первым приближением для многих задач, имеющих дело с модулем сдвига Земли.

Не исключена возможность, что поперечные волны, проходящие через ядро со сравнительно небольшой скоростью, могут быть обнаружены в будущем, но мало вероятно, что соотношение скоростей поперечных и продольных волн в ядре того же порядка, что и в оболочке. Гипотеза о том, что при длительных напряжениях, действующих в одном и том же направлении (движение полюсов, приливы), модуль сдвига может быть малым, а для короткопериодных поперечных волн большим, не подтверждается ни теорией, ни наблюдениями.

Обнаружение того, что величина модуля сдвига внутри ядра близка к нулю, свидетельствовало бы о том, что ядро не является твердым. Поэтому нередко приходили к заключению, что поверхность ядра является границей между расплавленным материалом, заключенным внутри ядра, и кристаллическим или стекловидным материалом, температура которого ниже его точки плавления, снаружи ядра. Однако нет оснований полагать, что этот материал не мог бы иметь почти одинаковый модуль сдвига как при температуре выше, так и ниже его точки плавления при давлениях свыше 1 миллиона атмосфер. С другой стороны, ядро, повидимому, состоит из металла, главным образом железа (см. главы III и VII), в то время как материал оболочки, даже около границы ядра, вероятнее всего похож по типу на горную породу или руду. Не исключена возможность, что вблизи границы оба материала находятся при температуре выше их точек плавления, но что модуль сдвига металла при существующих там условиях на несколько порядков меньше величины модуля сдвига каменного материала в самых глубоких частях оболочки. Множитель порядка 10^{-2}, возможно, был бы достаточным для объяснения наблюденных данных о приливах и движении полюсов. Это соответствовало бы отношению модуля сдвига гранита к модулю сдвига молодых осадочных пород на поверхности, где для твердых тел известны такие отношения, как $\frac{1}{500}$. С другой стороны, мы не знаем свойств материалов при таких высоких температурах и давлениях; в этих условиях неизвестные нам изменения вещества могут создавать сравнительно небольшой модуль сдвига наряду с очень незначительной сжимаемостью. Теллер[15] указал на то, что «при давлении в миллион атмосфер работа сжатия становится достаточно большой для того, чтобы вызвать существенные изменения в электронной структуре. Вещество в ядре Земли находится в той переходной области, в которой все физические и химические свойства начинают сильно меняться». Однако условия, которые предполагаются для недр звезд, вне всякого сомнения, иные, чем в ядре Земли.

Теперь возникает вопрос о том, не вызывает ли модуль сдвига, равный нулю, в ядре гравитационной неустойчивости. Эта проблема была изучена Е. Мейсснером[16] и Х. Джеффризом[11], которые воспользовались теоретическими исследованиями Рэлея и

Лава[17]. Мейсснер, предположив, что две константы Пуассона μ и λ равны, нашел, что в этом случае, чтобы не было радиальной неустойчивости, модуль сдвига в центре должен быть не меньше $15 \cdot 10^{11}$ дин/см^2. Джеффриз указал на то, что найденные значения модуля объемной упругости, а следовательно и λ, слишком велики для ядра. Он пришел к заключению, что несжимаемость поддерживает устойчивость при радиальных смещениях, даже в том случае, когда модуль сдвига повсюду равен нулю и нет причин полагать, что ядро Земли не может быть действительно жидким.

СЖИМАЕМОСТЬ И МОДУЛЬ ОБЪЕМНОЙ УПРУГОСТИ

Модуль объемной упругости k пропорционален изменению давления Δp, которое необходимо для изменения данного объема v на некоторую величину Δv. Величина $k = -(\Delta p/\Delta v)v$. Чем больше модуль объемной упругости, тем меньше сжимаемость.

Хотя очень легко произвести лабораторные определения модуля объемной упругости и у нас больше данных о нем, чем о модуле сдвига (см. гл. II), однако определить его в недрах Земли труднее. Единственный метод, которым пользовались до настоящего времени, исходит из скорости продольных волн V и скорости поперечных волн v в сочетании с плотностью ρ.

$$k = \rho\left(V^2 - \frac{4}{3}v^2\right). \qquad (97)$$

По имеющимся данным, значения, определенные этим путем, повидимому, достаточно хорошо согласуются с лабораторными данными, полученными статистическими методами.

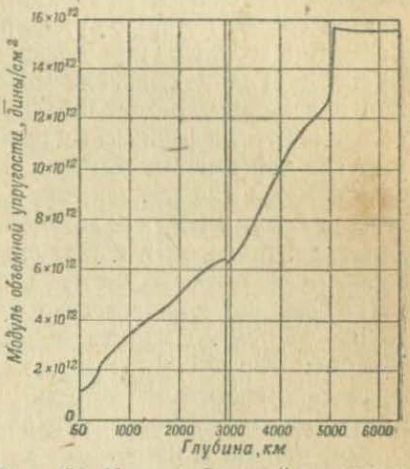


Рис. 26. Модуль объемной упругости в недрах Земли как функция глубины; основан на скорости продольных и поперечных волн, распространяющихся при землетрясениях, и на данных о плотности Земли [18]. Предполагается, что внутри ядра скорость поперечных волн очень мала, и ею пренебрегли.

В гранитном слое континентов модуль объемной упругости, определенный по скоростям сейсмических волн и плотности, равен примерно $5 \cdot 10^{11}$ дин/см^2. В Тихом океане на глубине нескольких километров он, вероятно, приближается к величине $10 \cdot 10^{11}$ дин/см^2. Для глубин между 50 и 100 км модуль объемной упругости повсеместно составляет около $12 \cdot 10^{11}$ дин/см^2. Для бо́льших глубин вероятные величины нанесены на рис. 26.

Для ядра модуль сдвига предполагается равным нулю. Если модуль сдвига там не равен нулю, но мал, то вычисленный модуль объемной упругости должен быть немного меньше того, что приведен на рис. 26; разница не превосходит пределов ошибок.

Из рис. 26 ясно видно, что в противоположность модулю сдвига модуль объемной упругости не изменяется сильно при переходе от оболочки к ядру. Материал внутри Земли делается все более и более несжимаемым по направлению к центру земного шара.

МОДУЛЬ УПРУГОСТИ ЮНГА

Большинство экспериментов по упругим константам имеет дело с модулем Юнга. В геофизике и особенно в сейсмологии модуль Юнга не играет существенной роли, так как он обычно подсчитывается по модулю сдвига и модулю объемной упругости. Модуль Юнга E является силой, которую нужно приложить к концу цилиндра, чтобы растянуть его вдвое при условии, что изменение длины происходит пропорционально силе, вне зависимости от ее величины (закон Гука). Это предположение справедливо в пределах ошибки при решении большинства геофизических проблем, так как в этих случаях силы и упругие деформации обычно невелики.

Формулы для вычисления E приведены в начале этой главы. Величина модуля Юнга E для песчаника имеет порядок $2 \cdot 10^{11}$ дин/см^2, для гранитного слоя континентов — около $7 \cdot 10^{11}$ дин/см^2, на глубине нескольких километров ниже дна Тихого океана — около $12 \cdot 10^{11}$ дин/см^2 и повсеместно на глубине от 50 до 100 км — около $15 \cdot 10^{11}$ дин/см^2. Она увеличивается с глубиной подобно модулю объемной упругости и модулю сдвига и достигает максимума, равного примерно 10^{13} дин/см^2 в оболочке около границы ядра. Внутри ядра она, вероятно, значительно меньше 10^{12} дин/см^2 и, возможно, близка к нулю.

КОЭФИЦИЕНТ ПУАССОНА

Если цилиндр деформируется силами, действующими на оба его конца в противоположных направлениях вдоль оси, то изменяется как его диаметр, так и длина. Отношение этих двух изменений называется коэфициентом Пуассона. Его максимум равен $^1/_2$ для материала, не обладающего жесткостью, а также для несжимаемого материала, так как оно зависит только от отношения модуля сдвига к модулю объемной упругости. Его минимум равен нулю для абсолютно жесткого материала (или для материала, модуль объемной упругости которого равен нулю). Для большинства горных пород он близок к $^1/_4$.

Для недр Земли коэфициент Пуассона σ можно найти из отношения (a) скорости продольных волн к скорости поперечных волн.

$$\sigma = \frac{^1/_2 a^2 - 1}{a^2 - 1}. \qquad (98)$$

Значение σ, найденное для гранитного слоя, немного меньше $^1/_4$; в более глубоких континентальных слоях оно приблизительно равно $^1/_4$; в еще более глубоких частях оболочки оно слегка превышает $^1/_4$, достигая максимума, примерно равного 0,3 вблизи ядра. Внутри ядра коэфициент Пуассона близок к $^1/_2$.

Если коэфициент Пуассона равен 0,27, что является хорошим приближением для большей части оболочки, то для других упругих констант и скоростей упругих волн (символы те же, что и раньше), получаем следующие приблизительные уравнения:

$$E = 0{,}8\rho V^2 = 2{,}54\rho v^2 = 2{,}54\mu = 1{,}4k \qquad V : v = 1{,}78 \qquad \mu = 0{,}54k. \qquad (99)$$

ВЫВОДЫ

Модуль сдвига увеличивается внутри Земли с увеличением глубины. В современных отложениях он составляет примерно 10^{10} дин/см^2; в гранитном слое континентов — около $3 \cdot 10^{11}$ дин/см^2; на глубине 100 км — около $6\frac{1}{2} \cdot 10^{11}$; на глубине нескольких сот километров — около 10^{12} дин/см^2; между 1000 и 1500 км — около $2 \cdot 10^{12}$ дин/см^2 и в оболочке вблизи ядра на глубине 2 900 км — около $4 \cdot 10^{12}$ дин/см^2. Внутри ядра модуль сдвига значительно меньше, вероятно менее 10^{11} дин/см^2, а может быть и много меньшего порядка. Даже если модуль сдвига и вязкость ядра настолько незначительны, что его можно назвать жидким, оно все же будет устойчивым вследствие высокого модуля объемной упругости.

В земной коре и оболочке модуль объемной упругости примерно в два раза больше модуля сдвига, но продолжает увеличиваться внутри ядра до значений, немного превышающих 10^{13} дин/см^2. Модуль Юнга примерно в $2\frac{1}{2}$ раза больше модуля сдвига, но подобно жесткости внезапно уменьшается у границы ядра. Коэфициент Пуассона, повидимому, возрастает не вполне правильно с глубиной в оболочке (от значений, примерно равных $^1/_4$ в земной коре до, приблизительно, 0,3 у ядра). Внутри оболочки значение 0,27 в общем является хорошим приближением. Внутри ядра значение коэфициента Пуассона, вероятно, мало отличается от $^1/_2$.

ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ XII

1. *Darwin, G. H.* Attempted evaluation of the rigidity of the earth based on tides of long periods. Scientific Papers. Vol. I. P. 340. Cambridge (1907).
2. *Larmor, J.* The relation of the earth's free precessional nutation to its resistance against tidal deformations. Royal Soc. London, Proc. **82A**, 81 (1909).

3. *Herglotz, G.* Über die Elastizität der Erde... Zeitschr. Math. u. Physik, **52**, 275 (1905).

4. *Love, A. E. H.* Some Problems of Geodynamics. Cambridge (1911).

5. *Schweydar, W.* Ein Beitrag zur Bestimmung des Starrheitskoeffizienten der Erde. Gerlands Beitr. Geophysik, **9**, 41 (1908).
Schweydar, W. Untersuchungen über die Geseiten der festen Erde. Veröff. preuss. Geodat. Institut Potsdam, No. 54 (1912).

6. *Schweydar, W.* Theorie der Deformation der Erde durch Gezeitenkrafte. Veröffentlichungen geodat. Institut Potsdam, N. F. 66 (1916).

7. *Schweydar, W.* Lotschwankung und Deformation der Erde durch Flutkräfte. Zentralbüro der Internat. Erdmessung. Neur. Folge 38, Berlin (1921).

8. *Stoneley, R.* The elastic yielding of the earth. Monthly Notices Royal Astronomical Soc., Geophys. Suppl., **1**, 356—359 (1926).

9. *Hoskins, L. M.* The strain of a gravitating sphere of variable density and elasticity. Am. Math. Soc. Trans., **21**, 1—43 (1920).

10. *Prey, A.* Über die Elastizitätskonstante der Erde. Gerlands Beitr. Geophysik, **23**, 379—429 (1929); **44**, 59—80 (1935).

11. *Jeffreys, H.* The rigidity of the earth's central core. Monthly Notices Royal Astronomical Soc., Geophys. Suppl., **1**, 371 (1926).
Jeffreys, H. The Earth. Pp. 236—239. 2d ed. Cambridge University Press (1929).

12. *Rosenhead, L.* Tides on a two-layer earth. Monthly Notices Royal Astronomical Soc., Geophys. Suppl., **2**, 171—196 (1929).

13. *Lambert, W. D.* Rapport sur les marées de l'écorce terrestre. Assoc. géodesie, rapports généraux. Lisbonne, 1933. (Ламберт развил в этой работе теории Кельвина, Тета и др.).

14. *Lettau, H.* Lotschwankungen unter dem Einfluss von Gezeitenkräften und atmosphärischen Kräften. Gerlands Beitr. Geophysik, **51**, 250—269 (1937).

15. *Teller, E.* Discussion. Am. Geophys. Union Trans. P. 55 (1937).

16. *Meissner, Ernst F. S.* On the stability of the earth. Monthly Notices Royal Astronomical Soc., Geophys. Suppl., **1**, 63—69 (1923).

17. *Rayleigh.* On the dilatational stability of the earth. Roy. Soc. London Proc., (A) 77, 486 (1906).
Love, A. E. H. Some Problems of Geodynamics. Chap. 9. Cambridge, 1911.

18. The velocities of the earthquake waves in the mantle have been taken from *Gutenberg, B., Richter, C. F.* On seismic waves (второй выпуск) Gerlands Beitr. Geophysik, **45**, 280—360 (1935). The velocity of longitudinal waves in the core from *Gutenberg, B., Richter, C. F. P.* and the earth's core. Monthly Notices Royal Astronomical Soc., Geophys. Suppl., **4**, 363—372 (1938). The values of the density from *Bullen, K. E.* Note on the density and pressure inside the earth. Roy. Soc. New Zealand Trans., **67**, 122—124 (1937). (The sudden increase in density at a depth of 481 km., assumed by Bullen, has been replaced by a fast increasing but smooth section of the curve).

19. *Murnaghan, F. D.* Finite deformations of an elastic solid. Amer. Journ. Math., **59**, 235—250 (1937).

20. *Birch, F.* Effect of pressure upon the elastic parameters of isotopic solids according to Murnaghan's theory of finite strain. Journ. Applied Physics, **9**, 279—288 (1938).

ГЛАВА XIII

ВЯЗКОСТЬ, ПРОЧНОСТЬ И ВНУТРЕННЕЕ ТРЕНИЕ В НЕДРАХ ЗЕМЛИ

Б. ГУТЕНБЕРГ

Если в породах земной коры возникают небольшие напряжения, то вызываемая ими деформация точно соответствует уравнениям для чисто упругой среды и, в частности, закону Гука. Если напряжения возрастают, то соответствие нарушается и величина деформации оказывается меньше, чем того требует закон Гука. Если напряжение сдвига продолжает возрастать, то в конце концов наступает момент, когда деформация продолжается даже и без возрастания разности напряжения. Соответствующую критическую разность напряжений определяют, как *прочность* материала. Если разность напряжения превысит твердость, то материал подвергнется *пластической деформации*. Отношение разности напряжений к удвоенной скорости сдвига при пластической деформации называется *коэфициентом вязкости* или просто *вязкостью*. Последнюю обычно предполагают постоянной, но опыты показывают, что такое предположение является только очень грубым приближением.

При дальнейшем увеличении разности напряжений происходит разрыв. Соответствующая разность напряжений есть *сопротивление на разрыв*. Иногда материал разрывается до начала пластической деформации. Не следует путать два значения термина *прочность (strength)*. Хотя *прочность* обычно понимается как сопротивление вязкому течению, некоторые авторы используют его как синоним для термина *сопротивление на разрыв*. Однако, повидимому, эти величины не имеют ясно выраженной взаимосвязи. То же самое можно сказать и о зависимости между жесткостью и вязкостью. Воск очень пластичен, но тем не менее жесток; резина имеет сравнительно малую жесткость, но отличается очень незначительной пластичностью.

Как уже упоминалось выше, закон Гука только приближенно описывает упругие процессы. Наблюдения могут быть представлены уравнением вида:

$$S = \frac{F}{\mu} - \vartheta \frac{\partial S}{\partial t} - f \frac{\partial S}{\partial t} + \beta \frac{\partial^2 S}{\partial t^2} + \dots , \qquad (100)$$

где S — деформация, F — тангенциальное напряжение, μ — жесткость, ϑ и β — константы, для данного материала, а f — функция нескольких переменных, как, например, амплитуды, плотности и т. д., определяющих процесс.

Уравнение $S = F/\mu$ выражает закон Гука. Введение второго члена учитывает замедляющее действие, отождествляемое часто с *внутренним трением*. Однако для получения точных результатов необходимо учитывать, по крайней мере, все члены уравнения (100). Но так как они делают невозможным теоретические исследования большинства проблем, то многие из них обычно опускаются.

Наряду с этим, путаница, обусловленная употреблением для различных процессов таких выражений, как *ползучесть*, *упругое последействие*, *внутреннее трение* или *вязкость*, усложняет проблему. Некоторые опыты показывают отклонения от закона Гука, но не обнаруживают упругого последействия. По другим опытам окончательная деформация с хорошим приближением следует закону Гука только после того, как пройдет достаточно времени, в течение которого упругое последействие приведет эту деформацию к окончательной величине. Другие процессы обнаруживают макроскопические изменения, которые часто называют *ползучестью* породы. Некоторые из этих процессов, а также и другие отклонения от закона Гука, возможно, обусловливаются одной и той же причиной. Внутреннее трение, вероятно, относится к этой же категории. С другой стороны, уравнение (100) процесса, который мы называли внутренним трением, охватывает различные второстепенные процессы.

То, к чему мы приходим таким образом, является, в лучшем случае, компромиссом.

Практически бывает невозможно даже в первом приближении, как это делают в настоящее время, решить уравнение для многих проблем. Другая трудность возникает вследствие того, что было проделано мало опытов, и, кроме того, испытаниям были подвергнуты лишь немногие материалы.

НЕЛИНЕЙНАЯ УПРУГОСТЬ И ПОЛЗУЧЕСТЬ

Наиболее сложными задачами в этой области являются те, в которых разности напряжений так велики, что они уже не удовлетворяют чистой теории упругости, но в которых разность напряжений все еще ниже как вязкого сопротивления, так и сопротивления на разрыв. Сложность возрастает, если тело неоднородно. Попытки описать математически эти процессы были сделаны Шлехтвегом [1]. Его сложный закон *нелинейной упругости* является лучшим приближением, чем уравнения, основанные на законе Гука. Расхождения между наблюдениями и новым законом становятся заметными лишь при чрезвычайно высоких давлениях.

Другие исследования были сделаны Филлипсом [37].

Джеффриз [33,36] рассматривает упругое последействие как главную причину несовершенной упругости. Возможно, что внутреннее трение тоже объясняет ее. Он считает, что обычно, в результате

несовершенства опытов, мы не можем решить, в каких случаях ползучесть обусловливается упругим последействием, а в каких — пластической деформацией. По его мнению упругое последействие является результатом несовершенства структур кристаллов, так как оно отсутствует в совершенных кристаллах [2]. Он приводит следующие уравнения для упругого последействия:

$$\mu\left(\frac{d}{dt}+\frac{1}{\tau'}\right)S=\left(\frac{d}{dt}+\frac{1}{\tau}\right)F, \tag{101}$$

где $\tau'>\tau$ являются константами. Величина τ' дает шкалу времени процесса, τ'/τ — ее величину. Это уравнение может быть записано следующим образом [36]:

$$\mu S=F\left[1+\left(\frac{\tau'}{\tau}-1\right)(1-e^{-t/\tau'})\right]. \tag{102}$$

До сих пор несовершенная упругость не играла существенной роли в геофизике. Кроме того, наблюдения сейсмических волн еще не привели к результатам, которые можно было бы объяснить лишь предположением о несовершенной упругости, хотя некоторые явления, возможно, обусловливаются ею.

Имеется другая группа процессов типа пластической деформации, но она встречается тогда, когда разности напряжений значительно меньше прочности.

Наличие этой группы, а также тот факт, что они (процессы) не подчиняются теории пластической деформации, не оставляет сомнения в том, что между двумя типами текучести существуют систематические различия. Тип, рассматриваемый здесь, обычно называют ползучестью. Очевидно, никто не дал точного определения этого термина, хотя в опубликованных трудах о нем пишут как о «хорошо известном». Это очень медленное движение, вызванное разностью напряжений, которая меньше прочности. До настоящего времени этот тип движения не был определен; мы не знаем, является ли оно постепенным или происходит малыми скачками, или является комбинацией того и другого.

Ползучесть можно определить, как сравнительно медленное движение вдоль поверхностей, бóльших по размерам, чем единичные кристаллы. Сближение пород в шахтах, движение осадков по склонам, постепенное движение вдоль плоскостей сбросов можно приписать ползучести. Однако грязевые потоки ближе подходят к вязкому течению. На оползающих площадях большие массы пород часто движутся вниз примерно с постоянной скоростью. Чувствительный сейсмограф, установленный на оползне в Лос-Анжелосе, где в течение многих дней оползло около 2 миллионов тонн породы при скорости примерно 2 см в день, не зарегистрировал за несколько часов никаких внезапных движений.

Геодезические измерения в Японии показали, что вдоль большинства активных сбросов движения в промежутке между землетрясениями продолжаются в том же направлении. Пример такого типа движений в Калифорнии был приведен Кохом [3]. В нефтяном месторождении Буэна-Виста-Хиллс в течение ряда лет наблюдались сравнительно большие движения (примерно 4 см в год), причем ни толчков, ни внезапных перемещений вдоль сброса не ощущалось. «Сброс, вероятно, является результатом диференциального скольжения между слоями в северном крыле структуры,

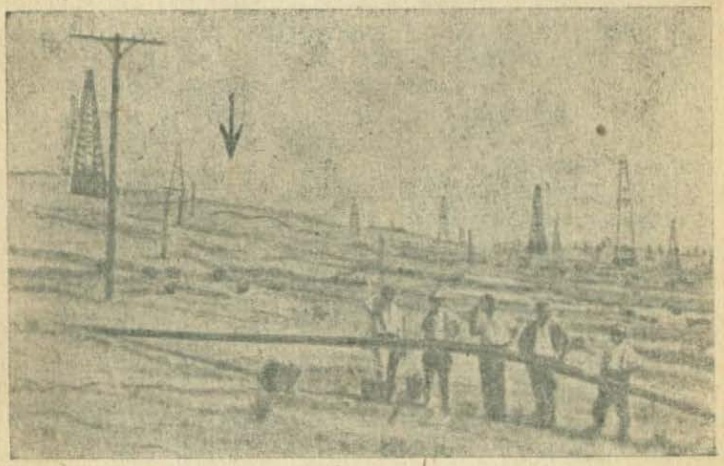


Рис. 27. Коробление трубопровода, иллюстрирующее современное складкообразование на нефтяном месторождении Буэна-Виста, Калифорния.

вызванного современным складкообразованием». На рис. 27 показано, как изогнулись трубопроводы (впереди, в центре и в задней части рисунка слева под стрелкой). На основании того, что обсадные трубы в скважинах смещаются на различных глубинах в зависимости от своего местоположения, можно было подсчитать, что падение сброса примерно равно 25° налево (более высокая часть поверхности), на рисунке. Блок налево перекрывает блок направо. В этом районе наблюдаются также другие медленные движения такого же типа. Кох говорит, что «бетонированная дорога в полутора километрах к югу от города Мак-Китрик прогибается настолько, что каждые два года возникает потребность исправлять ее». Измерения показывают движение, равное примерно 2 см в год. Опять-таки резких движений не отмечалось. В обоих случаях движения должны быть отнесены к категории ползучести. Если и имеются внезапные движения, то они, должно быть, настолько небольшие

и такие частые, что производят впечатление плавного движения. У поверхности Земли не трудно отличить ползучесть от пластической деформации. Однако это значительно труднее сделать для недр Земли.

ВНУТРЕННЕЕ ТРЕНИЕ

Отклонение наблюдаемой деформации от закона Гука можно выразить вторым и следующими членами правой части уравнения (100). Источник этого отклонения часто называют *внутренним трением*, хотя здесь действуют многие причины. Джеффриз [33] назвал его *устойчивой вязкостью*, но он сам уже не считает этот термин правильным. Так как в этой книге не преследуется цели вводить новые термины для упругих и пластических констант, то будем употреблять термин *внутреннее трение*. Однако следует помнить, что *внутреннее трение* является лишь частью процессов, описываемых нами под этим названием. Измерения внутреннего трения в пластинках показывают [52], что в этом случае действие потока тепла, проходящего туда и обратно через пластину, преобладает над влиянием всех других причин.

В первом приближении можно предположить, что чистые изменения в объеме происходят без внутреннего трения, так как элементы сжатого материала не меняют своих относительных положений. Согласно Адамсу, опыты подтверждают это теоретическое заключение и, очевидно, оно применимо ко всем формам несовершенной упругости [33]. Однако внутреннее трение задерживает упругую деформацию, вызываемую *напряжением сдвига*.

В противоположность существующему распространенному мнению внутреннее трение и пластическая деформация твердых тел не связаны друг с другом. Внутреннее трение замедляет упругий сдвиг, а пластическая деформация производит искривление дополнительно к тому, которое происходит при чисто упругом процессе. Его можно было бы назвать *внутренним скольжением*, если слово *скольжение* не имело бы определенного значения. В этой главе употребляется слово *пластичность*. Основным недостатком этого термина является то, что его обычное значение может включать понятия, соответствующие нежелательным для нас свойствам.

Для практических целей мы не можем использовать уравнение (100). Хотя часто член с функцией f больше, чем член с константой ϑ, им следует пренебречь, так как иначе уравнения, включающие внутреннее трение, не поддаются решению. По этой причине мы принимаем предложение Дж. Лармора, сделанное им Х. Джеффризу (ссылка 4, стр. 263), и описываем в первом приближении (часто мало удовлетворительном) действие внутреннего трения следующими уравнениями:

$$S = \frac{F}{\mu} - \vartheta \frac{\partial S}{\partial t} \quad \text{или} \quad F = \mu \left(S + \vartheta \frac{\partial S}{\partial t} \right) = \mu S + \eta_i \frac{\partial S}{\partial t}, \qquad (103)$$

где S — деформация, μ — модуль сдвига, F — тангенциальное напряжение, а ϑ — константа материала. Величина $\eta = \mu \cdot \vartheta$ также должна быть постоянной. Ее называют *коэфициентом внутреннего трения*.

Если тангенциальное напряжение F является постоянным, то смещение асимптотически приближается к значению F/μ, соответствующему смещению, которое непосредственно наблюдалось бы в случае чистой упругости. Если снять напряжение, то получим $S + \vartheta\left(\frac{\partial S}{\partial t}\right) = 0$, $S = e^{-t/\vartheta} S_0$; деформация уменьшается экспоненциально до нуля. Таким образом, ϑ является временем, в течение которого при снятии напряжения деформация падает до $1/e$ своей величины.

В идеально упругом теле сразу же после приложения напряжения F деформация возрастает до своей полной величины F/μ. Наоборот, если мы примем уравнение (103), первоначальная деформация равна нулю. Однако она увеличивается очень быстро со временем:

$$S = \frac{F}{\mu}(1 - e^{-t/\vartheta}). \qquad (104)$$

Для того чтобы применить это уравнение, мы должны выбрать значение ϑ, полученное для процесса, аналогичного тому, для которого это уравнение должно быть использовано, так как наблюдаемые значения ϑ содержат, помимо теоретических значений ϑ, также переменную величину f уравнения (100) и, таким образом, зависят от периода, амплитуды и других величин. На основании крутильных колебаний брусков было найдено, что ϑ для многих металлов равно величине порядка от 10^{-4} до $2 \cdot 10^{-3}$ сек. Следовательно, в крутильных колебаниях брусков из этих металлов деформация по истечении времени указанного порядка должна достигать около 95% своей конечной величины. В случае камертонов это время должно быть еще короче. Несомненно, что этот результат лучше соответствует физическому представлению о таком процессе, чем предположение о мгновенной деформации, до величины F/μ. Однако мы всегда должны учитывать, что наблюдаемые значения ϑ являются функцией многих переменных. Берг и Банкрофт [6] установили, что логарифмический декремент свободных колебаний длинной колонны гранита примерно равен 0,02 и приблизительно не зависит от частоты в интервале от 140 до 4 500 периодов в секунду.

Таким образом, в этом случае ϑ и η приблизительно пропорциональны периоду. Совершенно необходимы дальнейшие исследования для нахождения значений ϑ при различных условиях.

Как указывал Джеффриз, для движений с периодом, продолжительным по сравнению с ϑ (dS/dt очень мала по сравнению с ϑ), мы находим $F = \mu S$. Таким образом, для движений с очень большим периодом влияние внутреннего трения невелико.

В жидкостях жесткость μ близка к нулю, но (за исключением идеальных жидкостей) внутреннее трение остается ограниченным. Таким образом, уравнение (103) для жидкостей с внутренним трением будет:

$$F = \eta \frac{\partial S}{\partial t}. \tag{105}$$

Так как вязкость в жидкостях обусловливается внутренним трением, то постоянную η часто называют коэфициентом вязкости для жидкостей.

Для твердых тел η, как было определено выше, может быть приблизительно найдена [5] для данного процесса, например, из наблюдений крутильных колебаний бруска (длиной l, радиуса r, с периодом колебаний T, логарифмический декремент амплитуд D, момент инерции I).

$$\eta = \frac{4lID}{\pi r^4 T}. \tag{106}$$

Было найдено, что для металлов η равна величине порядка 10^9 пуазов. (1 пуаз = 1 гр/см в сек. Единица называется в честь Пуазейля, который изучал вязкость жидкости.) Другие авторы дали иные определения коэфициента внутреннего трения [6].

Как указывал Джеффриз [4], можно в первом приближении найти действие внутреннего трения в процессе, замещая в членах, включающих сдвиг, величину $\mu f(t)$ оператором $\mu f(t) + \eta \partial f(t)/\partial t$, а величину $\lambda f(t)$ оператором $\lambda f(t) - \frac{3}{2}\eta \partial f(t)/\partial t$.

Первым, кто изучил влияние внутреннего трения на распространение упругих волн, повидимому, был Сезава [7]. Он полагал, что как сдвиг, так и изменение объема замедляются внутренним трением, и дал теоретические результаты для ряда волн различного типа. Более детальные результаты были получены Гутенбергом [5,8]. Для отдельной волны со скоростью V начальный период T_0 увеличивается на расстоянии D до периода T в первом приближении по уравнению:

$$T^2 = T_0^2 + \frac{aD}{V^2}, \tag{107}$$

где a — константа, зависящая от типа волны и материала, особенно от внутреннего трения. Вообще волны становятся длиннее и более плоскими с увеличением времени (или расстояния).

Для многих волн η равно приблизительно $\rho a/5$, где ρ — плотность. Таким образом, для земной коры коэфициент внутреннего трения составляет примерно $^1/_2\, a$, для более глубоких частей оболочки — около a и для ядра — около $2a$.

Увеличение периодов волн с расстоянием было исследовано Гутенбергом для различных типов волн. На основании этих исследований оказалось возможным получить следующий порядок величины внутреннего трения:

Тип волны	Область распространения	Диапазон периодов, сек.	a, см²/сек.	τ_η, пуазы
Поверхностные волны [9]	Поверхностные слои, глубина увеличивается с периодом	1—30	Около 10^{10}	Около $5 \cdot 10^9$
Продольные, поперечные [10]	Оболочка, наружная часть	0,1 —10	Немного меньше 10^{10}	Около $5 \cdot 10^9$
Микросейсмы [11]	Поверхностные слои	2 —10	$3 \cdot 10^9$	Около $1^1/_2 \cdot 10^9$
Искусственные взрывы, продольные волны [12]	Осадки	0,01—0,04	Около $2 \cdot 10^7$	Около 10^7

Эта таблица дает значение 10^9 пуазов для внутреннего трения в земной коре, за исключением осадков, где наблюдения продольных волн показали меньшую величину — порядка 10^7 пуазов. Упомянутые волны, полученные в результате искусственных взрывов, имели периоды, равные примерно 0,02 сек. Усиление приборов быстро уменьшалось с увеличением периодов волн свыше 0,03 сек., в результате этого возможно, что более длинные волны приборами не воспринимались. Данные, опубликованные Мейссером [13] об увеличении периодов волн со скоростью 259 м/сек. от 0,02 сек. около источника до 0,17 сек. на расстоянии 400 м и зарегистрированные инструментом со свободным периодом в 0,2 сек., приводят к значению η того же порядка, т. е. 10^7 пуазов. Однако эти волны могут и не быть упругими волнами, а так называемыми ground roll, которые, вероятно, представляют собой волны другого типа. Возможно, что эти различия обусловливаются разницей в периоде; как уже неоднократно упоминалось, ϑ и τ_η зависят от периода. Значения η в таблице примерно пропорциональны периоду. Мы уже говорили, что такие же результаты были получены при лабораторных испытаниях вибрирующей колонны гранита.

В предшествующих вычислениях влияние пластической деформации на волны не было принято во внимание, но как будет показано ниже, оно очень незначительно. Таким образом, общие результаты показывают, что коэфициент внутреннего трения в земной коре имеет, повидимому, порядок 10^9 пуазов (г/см·сек.) для волн с периодом порядка 1 сек. и, вероятно, меньшие величины для более коротких волн.

Попытка вычислить внутреннее трение на основании потери энергии волнами землетрясений была сделана Х. Джеффризом (ссылка 4, стр. 256). Предполагая, что влияние пластической деформации незначительно, он нашел $\vartheta = 0{,}004$ сек. Полагая жесткость μ порядка 10^{12} дин/см^2, мы находим этим способом, что внутреннее трение равно примерно $4 \cdot 10^9$ пуазов. Так как все результаты хорошо согласуются между собой, то кажется, что эта теория удобна, по крайней мере в первом приближении. Однако на основании этих результатов, мы еще ничего не можем решить относительно изменения внутреннего трения с глубиной внутри Земли. Данные, имеющиеся в нашем распоряжении, касаются только наружных частей оболочки, и значений для металлов в лабораторных условиях. Они не отличаются сильно друг от друга. Если происходит какое-либо изменение с глубиной, то оно, повидимому, заключается в небольшом увеличении внутреннего трения, которое от величины в несколько раз большей 10^9 в породах вблизи поверхности достигает 10^{10} пуазов на глубине порядка 1000 км. Значения, найденные для ϑ в случае волн с небольшими амплитудами и периодами в 1 до 10 сек., имеют порядок 0,003 сек., причем в пределах возможной ошибки эта величина наблюдается повсюду во внешней половине оболочки Земли. Влияние внутреннего трения на чандлеровское движение полюсов и на приливы в теле Земли было изучено Джеффризом (ссылка 4, стр. 266—267). Уменьшение аплитуды движения полюсов выражается величиной $e^{-4\pi^2\vartheta t/3T^2}$, где T — период, равный около $4 \cdot 10^7$ сек., а t — время. Для одного оборота полюсов ($t = T$) показатель степени e равен примерно -10^{-10}; это означает, что потеря энергии, благодаря внутреннему трению с величиной ϑ, установленной нами выше, очень незначительна. Отставание вследствие внутреннего трения в фазе приливов в теле Земли дается выражением $2\pi\vartheta/T$, которое имеет порядок $5 \cdot 10^{-7}$, а влияние приливного трения на вращение Земли является лишь незначительной частью трения океанических приливов в мелких морях [53].

ПРОЧНОСТЬ И РАЗРУШАЮЩЕЕ НАПРЯЖЕНИЕ

Слово прочность, как уже говорилось выше, используется для обозначения совершенно различных свойств. Мы определяем прочность как минимальное напряжение, необходимое для образования пластической деформации. Оно зависит от материала, температуры и всестороннего давления. Сопротивление на разрыв есть минимальное напряжение, необходимое при тех же условиях для образования разрыва. При сравнительно небольшом всестороннем давлении разрыв часто происходит при меньших напряжениях, чем пластическая деформация. При высоком всестороннем давлении эти два явления обычно протекают в обратном порядке: прочность меньше,

чем сопротивление на разрыв [14,15]. Имеются, однако, исключения.

Теория обеих величин очень сложная. Кроме того, сопротивление на разрыв сочетает влияние различных типов деформирующих сил, из которых одна может вызвать разрыв в одном случае, другая — в ином случае. Однако для наших целей мы рассматриваем наименьшее количество их.

Г. И. Тейлор [16] показал, что чистые единичные кристаллы металлов и, по крайней мере, некоторые из соединений ведут себя так, как если бы они совершенно не обладали сопротивлением. Сопротивление появляется благодаря неоднородностям в структуре. Он считает, что сопротивление определяется расстоянием между неправильностями в кристаллах. Данных о сопротивлении горных пород мало, но те, что имеются, хорошо согласуются между собой. На таблице 66 приведены некоторые результаты.

Колонка, озаглавленная словом «глубина», дает приблизительную глубину, на которой имеет место данное всестороннее давление. Однако значение прочности (упругого сопротивления), приведенное в последней колонке, не соответствует приводимой глубине, так как температура на этих глубинах значительно выше, а прочность сильно меняется с изменением температуры. Например, согласно Вельтеру [49], прочность углеродистой стали увеличивается с $6 \cdot 10^9$ дин/см^2 при 0° С до $8 \cdot 10^9$ дин/см^2 при 200° С и затем уменьшается до $3 \cdot 10^9$ дин/см^2 при температуре 500° С. Геллер нашел, что прочность бишофита уменьшается с $16 \cdot 10^9$ дин/см^2 при — 40° С до $3 \cdot 10^9$ дин/см^2 при 0° С и до $1/2 \cdot 10^9$ дин/см^2 при 100° С. По его мнению, прочность каменной соли при небольшом всестороннем давлении уменьшается с $10 \cdot 10^9$ дин/см^2 при — 50° С до $6 \cdot 10^9$ дин/см^2 при 100° и до 10^9 дин/см^2 при 550° С.

Кроме того, из опытов видно, что на прочность влияют повторные изменения всестороннего давления.

Из вышеприведенных цифр мы можем с уверенностью заключить, что у поверхности Земли прочность большинства горных пород имеет величину порядка 10^9 дин/см^2 или немногим больше. С увеличением глубины величина прочности, вероятно, сильно не меняется, так как влияния, оказываемые увеличением давления и температуры, взаимно уравновешиваются до тех пор, пока температура не достигнет точки плавления. Поэтому, вероятно, с глубины около 40 км можно предполагать уменьшение прочности с увеличением глубины, которое происходит все быстрее и быстрее по мере приближения к области стекловидного материала (см. гл. I и V).

Пытаясь определить прочность в Земле, как функцию глубины, следует учитывать то обстоятельство, что мы можем определить лишь минимальное напряжение, при котором не бывает пластической деформации и не в состоянии решить, каков механизм этой деформации. Существующие разницы в поднятиях на Земле

Таблица 66

ПРОЧНОСТЬ НЕКОТОРЫХ ГОРНЫХ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ ПРИ ТЕМПЕРАТУРЕ ОКОЛО 15° С.

Горная порода или минерал	Автор	Всестороннее давление, ат	Глубина (приблизительно), км	Прочность, дин/см²
Мрамор	Карман [14]	700	$2^1/_2$	$3 \cdot 10^9$
»	»	1 700	6	$4 \cdot 10^9$
»	Адамс-Банкрофт [17]	1 800	7	$4^1/_2 \cdot 10^9$
»	» »	2 500	9	$5 \cdot 10^9$
»	Григгс [15]	4 000	16	$1 \cdot 10^9$
»	»	8 000	29	$1^1/_2 \cdot 10^9$
»	»	10 000	37	Около $3^1/_2 \cdot 10^9$
Песчаник	Карман [14]	600	2	$2^1/_2 \cdot 10^9$
»	»	2 500	9	$4 \cdot 10^9$
Гранит	Адамс-Банкрофт [17]	1 800	7	$5 \cdot 10^9$
»	» »	2 500	9	$11 \cdot 10^9$
Золенгофенский известняк . . .	Григгс [15]	6 000	22	$4 \cdot 10^9$
»	»	10 000	37	$4^1/_2 \cdot 10^9$
Кварц	Сосман	1	0	$1 \cdot 10^9$

возможны только в том случае, если прочность имеет величину порядка 10^9 дин/см². Так как это и является примерно значением прочности, находимым в результате опытов, то весьма вероятно, что мы имеем дело с одной и той же величиной в обоих случаях и что высота самых высоких гор лимитируется прочностью. С другой стороны, непременным условием изостазии является возможность пластической деформации на глубине меньше 100 км при напряжениях порядка 10^7 или даже 10^6 дин/см². Если мы примем изостазию, то мы должны предположить, что порядок величины прочности на глубине 100 или немного меньше километров не может превышать 10^7 дин/см², а возможно и того менее (см. также гл. I). Однако это не значит, что прочность у поверхности и прочность на глубине 100 км одного и того же типа. В первую очередь нас интересует минимальное напряжение, при котором начинается пластическая деформация и скорость последней. До тех пор, пока порядок величин этих факторов не выяснен, у нас почти нет надежды выделять различные типы пластических деформаций и соответствующие им прочности.

До сих пор ни одно из известных нам наблюдений не противоречило предположению о том, что прочность, как мы ее определили выше, является величиной порядка 10^9 дин/см² в верхних 40 км земной коры и далее быстро падает с глубиной до величины порядка

10^7 и даже менее дин/см². Такой характер распределения прочности с глубиной (сравнительно большие значения в верхних 30 км земной коры и быстро падающие ниже этого уровня) был уже качественно предсказан Барреллом [18] в 1915 г. на основании геофизических соображений.

В статье Баррелла [19], опубликованной в 1925 г. (несколько лет спустя после его смерти) автор приходит к более детальному заключению о том, что прочность у поверхности Земли имеет величину порядка 10^9 дин/см², на глубине около 20 км она возрастает до величины порядка 10^{10} дин/см², затем быстро уменьшается с глубиной, примерно до $2 \cdot 10^8$ дин/см² на глубине 50 км, и продолжает уменьшаться, но более медленно, до величины порядка 10^8 дин/см² на глубине 100 км и до величины порядка 10^7 дин/см² на глубине нескольких сот километров. Джеффриз [33,34,35,36] считает, что прочность на глубине 600 км имеет порядок 10^8 дин/см² и что нам нужно новое объяснение изостазии. По его мнению, изостатическое выравнивание есть результат скольжения по плоскостям разломов (разрывов), а не следствием пластической деформации.

В противоположность общепринятому мнению для глубоких землетрясений не является необходимым условием наличие прочности для накопления напряжений. Необходимым условием является наличие либо большой прочности, либо высокого коэфициента вязкости (см. гл. IX).

Проблема сопротивления на разрыв еще более сложна [54]. Как уже упоминалось, оно часто бывает меньше, чем прочность для случая малого всестороннего давления, но увеличивается быстрее с увеличением этого давления. Другими словами, у поверхности Земли сопротивление на разрыв — величина, повидимому, того же порядка, что и прочность. Согласно лабораторным данным Гринвальда [40], сопротивление угля на раздавливание колеблется от $1 \cdot 10^8$ до $3^1/_2 \cdot 10^8$ дин/см², в то время как сопротивление на боковое смятие питсбургского угольного пласта может составлять около $3 \cdot 10^8$ дин/см² на больших площадях.

По мнению Григгса [15], горная порода при быстром увеличении диференциального давления является более податливой, чем при медленном увеличении давления. С другой стороны, «когда порода вступает в область пластической деформации, она не будет бесконечно деформироваться, а разорвется, если деформация достигнет достаточной величины» (ссылка 15, стр. 576). Григгс определил *основную прочность*, как диференциальное давление, которому тело может противостоять при данных условиях температуры и всестороннего давления, без разрыва или непрерывной деформации. Оно представлено наименьшим значением прочности различных типов и определяет, может ли тело выдержать данное напряжение без разрушения или пластической деформации.

ПЛАСТИЧЕСКАЯ ДЕФОРМАЦИЯ

Пластическая деформация начинается, когда разность напряжений в теле превышает его прочность. Для этого процесса нет уравнений, полученных на основании чисто теоретических рассуждений, но основное уравнение, предложенное впервые Максвеллом[20], считается довольно хорошим приближением. Мы поступим здесь точно так же, как с уравнением (100), где мы пренебрегли некоторыми членами для того, чтобы получить удобное для нас уравнение (103) для внутреннего трения. Предположим теперь, что деформация S твердого тела, подверженного пластической деформации, выражено уравнением:

$$S = \frac{F}{\mu} + \frac{1}{\mu\tau}\int F dt = \frac{F}{\mu} + \frac{1}{\nu}\int F dt, \qquad (108)$$

где μ — модуль сдвига, F — тангенциальное напряжение, t — время, а τ — новая величина, которая меняется в зависимости от условий, но которая принимается постоянной во избежание слишком больших теоретических затруднений. Величина τ определяет время, необходимое для данного изменения, вызываемого пластической деформацией. Обычно величина $\nu = \mu\tau$ называется *коэфициентом вязкости*. τ имеет размерность времени, ν обычно дается в пуазах.

(1 пуаз = 1 дине сек./см^2 = 1 г/см сек.).

Первый член уравнения (108) выражает эффект упругих изменений. Второй — эффект пластической деформации. Во многих случаях, для лучшего согласования данных наблюдений и вычисленных значений, к уравнению (108) прибавляют еще один член (см. ссылку 46).

Так же, как и в случае внутреннего трения, влияние пластической деформации на процесс в первом приближении можно найти, заменяя члены, включающие произведения типа $\mu f(t)$, выражением[5]:

$$\mu f(t)\, e^{-t/\tau} \int_0^t dt e^{-t/\tau} \frac{\partial f(t)}{\partial t}, \qquad (109)$$

а произведения типа $\lambda f(t)$ — выражением:

$$\lambda f(t) + \frac{2}{3}\mu\left[f(t) - e^{-t/\tau}\int_0^t dt e^{-t/\tau}\frac{\partial f(t)}{\partial t}\right]. \qquad (110)$$

В проблемах пластической деформации, так же как и в проблемах внутреннего трения, остаются неизмененными члены, содержащие только модуль объемной упругости (типа $kf(t)$), но не содержащие ни одной из констант Ламэ. Процесс, заключающий только изменения в объеме без какого-либо сдвига, протекает в первом приближении всегда чисто упруго без пластической деформации.

Если деформация S остается постоянной, то из уравнения (108) находим:

$$\frac{\partial F}{\partial t} = -\frac{1}{\tau} F, \quad F = F_0 e^{-t/\tau}, \tag{111}$$

откуда τ есть время, в течение которого напряжение благодаря пластической деформации уменьшается до $1/e$, если деформация остается постоянной. Поэтому τ часто называется *временем релаксации*, обусловленной пластической деформацией.

Процесс, вызывающий пластическую деформацию в твердых телах, существенно отличается от процесса, обусловливающего внутреннее трение. Лучше всего это можно видеть из сравнения уравнений для твердых тел:

Внутреннее трение:

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \frac{F}{\eta} - \frac{S}{\vartheta}. \qquad S = \frac{F}{\mu} - \vartheta \frac{\partial S}{\partial t}. \tag{112}$$

Пластическая деформация:

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \frac{F}{\nu} + \frac{1}{\mu} \frac{\partial F}{\partial t}. \qquad S = \frac{F}{\mu} + \frac{1}{\nu} \int F dt. \tag{113}$$

Случай чистой упругости:

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \frac{1}{\mu} \frac{\partial F}{\partial t}. \qquad S = \frac{F}{\mu}. \tag{114}$$

Хотя деформация S для тела, в котором возникает внутреннее трение, меньше, чем для чисто упругого вещества, для пластического материала она больше. Как мы уже видели (уравнение (105)), жидкость, характеризующаяся внутренним трением, обычно определяется словом «вязкая». Для жидкости, обладающей *пластичностью*, находим, что S стремится к бесконечности, т. е. жидкость ведет себя подобно идеальной жидкости. Таким образом, для твердых тел, так же, как для жидкостей, оба эти свойства существенно отличаются. Вязкое течение возможно в жидкостях благодаря закрепляющему действию внутреннего трения, а в твердом теле — благодаря ослабляющему действию пластичности, которая Майкельсоном [31] названа *«эластичновязкостью»*.

Хотя влияние внутреннего трения при движениях с длинным периодом и незначительно, однако в пластических твердых телах оно велико. Последний член в уравнении (108) в этом случае большой, и уравнение (по форме) приближается к $F = \nu(\partial S/\partial t)$, что, как мы уже знаем, характерно для вязкой жидкости. Однако при движениях с малыми периодами последний член становится очень незначительным и пластическое твердое тело ведет себя почти так же, как идеально упругое тело. В этом случае влияние внутреннего трения мешает движению, что приближает к условиям идеально жесткого тела.

Для промежуточных случаев заметные отклонения от идеально упругих условий могут быть вызваны одновременно и внутренним трением и пластичностью. В этом случае уравнение может быть записано в форме:

$$\mu\left(S+\vartheta\frac{\partial S}{\partial t}\right)=F+\frac{1}{\tau}\int F dt. \qquad (115)$$

Однако, к счастью, до сих пор в геофизических проблемах либо пластичность, либо внутреннее трение оказывали такое незначительное влияние, что ими можно было пренебрегать.

В случаях разностей напряжений меньших прочности, пластической деформации теоретически не существует.

До этого момента, если пренебречь отклонением от закона Гука, имеем: $S=F/\mu$.

Если F превышает прочность, то нужно использовать уравнение (108). Математически оба эти уравнения можно объединить, предположив, что ν равно бесконечности, если F меньше прочности, и имеет конечную величину, если F больше прочности. Однако наблюдения обнаруживают осложнения. Во время пластической деформации прочность как будто бы слегка увеличивается. Кроме того, на скорость течения влияет характер изменения напряжения [15,46] и природа материала (ссылка 46, стр. 173).

Некоторые авторы полагают, что максимальная разность напряжений обусловливает пластическую деформацию. Мизес [21] считает сумму

$$(a-b)^2+(b-c)^2+(c-a)^2$$

наиболее важной для пластической деформации, где a, b и c являются главными напряжениями.

Другие, например Прагер [22], считают наилучшей комбинацию двух сил: одну для начала, другую для более поздней стадии пластической деформации. Несмотря на многочисленные исследования [16,23,24,25,38,39,46,47] и значение вопросов пластичности для технических целей, мы стоим здесь перед рядом неразрешенных проблем.

Отношение коэфициента вязкости к плотности называется *кинематической вязкостью*.

В нашем распоряжении имеется сравнительно мало данных о коэфициенте вязкости ν и о времени релаксации τ (ссылка 46, стр. 15, и 51). Следующие величины дают представление о порядке величин. Величина ν дается в пуазах (грамм на см в сек.), а τ — в сек.

Как уже упоминалось выше, коэфициент вязкости зависит от разных величин. Для жидкостей изменение ν во времени при прочих неизменных условиях изучалось Умстэттером [48]. Он нашел следующее уравнение в качестве хорошего приближения:

$$\nu_t=\nu_\infty+(\nu_0-\nu_\infty)e^{-t/\tau},$$

Таблица 67

ВЯЗКОСТЬ (ν) И ВРЕМЯ РЕЛАКСАЦИИ (τ)
(порядок величин)

	ν, пуазы	τ, сек.
Вязкость, при которой могут выделяться пузырьки газа [40]	10^2	
Вязкость, при которой стеклодув может выдувать стекло в тонкие трубки	10^3	
Вязкость, при которой стекло еще способно к выдуванию [40]	10^7	
Сапожный вар при 50° С [51]	10^4	10^{-3} (?)
Сапожный вар при 15° С [51]	10^8	10
Асфальт при 20° С (см. табл. 69)	10^7	
Лед [51]	10^{13}	500
Исландский шпат при 18° С [51]	10^{16}	10^5
Каменная соль при 18° С	10^{18}	10^7
Каменная соль при 80° С [51]	10^{17}	10^6
Золенгофенский известняк [39]	10^{21}	10^{10}

где ν_0, ν_t и ν_∞ являются коэфициентами вязкости для времени, равного соответственно 0, t и бесконечности. Влияние температуры и давления изучалось Барусом [41] в 1893 г. С тех пор многие ученые занимались этими проблемами. В большинстве случаев они, кажется, не были знакомы с более ранней литературой; на это указывал и Эуелл [47] (см. стр. 227 его статьи). Влияние давления p на коэфициент вязкости Барус в форме грубого приближения выразил следующим эмпирическим уравнением:

$$\lg \lg \nu = A + Bp, \tag{116}$$

где ν — коэфициент вязкости, p — всестороннее давление, а A и B — константы. Хайд [42] нашел такие же изменения вязкости масла (нефти) с увеличением давления. Взгляды в отношении изменения вязкости с температурой расходятся. В то время как Барус считает следующую зависимость довольно хорошим приближением

$$\lg \nu = C - Dt, \tag{117}$$

где t — температура, а C и D — константы, Ле Шателье [43] предпочитает уравнение

$$\lg \lg \nu = E - Ft, \tag{118}$$

которое лучше согласуется с наблюдениями вязкости стекол (см. табл. 68).

Для асфальтов Питтман и Тракслер [50] нашли величины, приведенные в табл. 69.

Таблица 68

ВЯЗКОСТЬ (ν) НЕКОТОРЫХ ТИПОВ СТЕКОЛ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ТЕМПЕРАТУРЫ (t)

(верхняя половина таблицы — по английским данным, нижняя — по данным Вашбурна и Шелтона [45])

t, °C	ν, дины/см²	t, °C	ν, дины/см²	t, °C	ν, дины/см²
1310	77	1410	70	1400	51
1240	96	1315	161	1310	83
1136	380	1194	547	1205	243
1028	$1{,}8\cdot10^{3}$	1100	$1{,}9\cdot10^{3}$	1014	$2{,}7\cdot10^{3}$
920	$1{,}1\cdot10^{4}$	992	$8{,}9\cdot10^{3}$	906	$1{,}6\cdot10^{4}$
790	$2{,}7\cdot10^{5}$	650	$3{,}2\cdot10^{8}$	745	$1{,}6\cdot10^{6}$
600	$7{,}3\cdot10^{8}$	555	$9{,}5\cdot10^{10}$	600	$2{,}1\cdot10^{9}$
485	$5{,}6\cdot10^{12}$	505	$6{,}2\cdot10^{12}$	500	$3{,}15\cdot10^{12}$

t, °C	ν, дины/см²			
	70% SiO_2 30% Na_2O 0% CaO	82,6% SiO_2 17,4% Na_2O 0% CaO	70% SiO_2 20% Na_2O 10% CaO	73,5% SiO_2 16,5% Na_2O 10,0% CaO
1500	38	214	38	48
1400	77	434	87	150
1300	160	1200	214	500
1200	420	4900	600	$1{,}8\cdot10^{3}$
1100	$1{,}3\cdot10^{3}$	$3{,}2\cdot10^{4}$	$2\cdot10^{3}$	$7{,}1\cdot10^{3}$
1000	$4{,}4\cdot10^{3}$	$2{,}5\cdot10^{5}$	$8{,}5\cdot10^{3}$	$2{,}9\cdot10^{4}$
900	$2\cdot10^{4}$	?	$4{,}8\cdot10^{3}$	$1{,}2\cdot10^{5}$
800	$1{,}4\cdot10^{5}$	?	$4{,}3\cdot10^{5}$	$5{,}4\cdot10^{5}$
750	$4{,}3\cdot10^{5}$	?	?	?

Другие вещества были изучены Хауинком, который дал их сводку (ссылка 46, стр. 144).

Очень сложные изменения вязкости были найдены для расплавленной серы (см., например, ссылку 46, стр. 364). При постепенном

Таблица 69

ВЯЗКОСТЬ (ν) АСФАЛЬТА В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ТЕМПЕРАТУРЫ (t)

(По Питтману и Трехлеру [59])

t, °C	Вязкость различных асфальтов, пуазы		
15	$9{,}2 \cdot 10^7$	$6{,}5 \cdot 10^7$	$3{,}7 \cdot 10^7$
25	$7{,}0 \cdot 10^6$	$3{,}3 \cdot 10^6$	$3{,}7 \cdot 10^6$
40	$2{,}3 \cdot 10^5$	$8{,}1 \cdot 10^4$	$1{,}3 \cdot 10^5$
60	$8{,}7 \cdot 10^3$	$2{,}7 \cdot 10^3$	$4{,}3 \cdot 10^3$
80	$7{,}0 \cdot 10^2$	$2{,}5 \cdot 10^2$	$3{,}7 \cdot 10^2$
100	$1{,}0 \cdot 10^2$	$3{,}3 \cdot 10$	$6{,}3 \cdot 10$
130	$1{,}1 \cdot 10$	4,8	8,7

нагревании расплавленной серы от температуры 150° С вязкость быстро увеличивается до максимума при 187° С, который примерно в 6000 раз превышает значение при 150° С; затем при дальнейшем нагревании серы вязкость ее постепенно уменьшается. При температуре 400° С она все еще остается в 10 раз больше вязкости, наблюдаемой при температуре 150° С.

Используя новый аппарат для измерения деформации горных пород при диференциальных напряжениях ниже предела упругости, действующих в течение больших интервалов времени (месяцев или лет), Григгс [32] нашел, что золенгофенский известняк имеет «экспоненциально уменьшающуюся скорость деформации, которая после трехмесячного срока, повидимому, приближается к постоянной скорости течения, что соответствует вязкому течению с вязкостью $1{,}8 \cdot 10^{21}$ (максимум)».

При исследовании пластической деформации в недрах Земли следует учитывать, что на различной глубине механизм пластической деформации может быть различным. В лучшем случае мы можем предположить, что уравнение (108) с достаточно хорошим приближением выражает этот процесс. Нет ничего невероятного в том, что коэфициент вязкости, найденный для различных глубин, является сочетанием различных величин, из которых одни преобладают на небольших глубинах, а другие — на более глубоких или более высоких уровнях. Ползучесть, согласно нашему определению, возможно, играет более важную роль на больших глубинах, но она должна включаться в «коэфициент вязкости», поскольку мы не можем различать на больших глубинах макроскопическое течение от микроскопического. Выводы Григгса в отношении золенгофенского известняка свидетельствуют о том, что здесь, возможно, сочетаются различные процессы при сравнительно низких давлениях.

Первая оценка коэфициента вязкости внутри Земли как будто бы была сделана Швейдаром [26]. Он нашел, что наблюдаемые приливы

в теле Земли были бы невозможны, если бы имелся слой мощностью в 100 км с вязкостью в 10^9 пуазов (большей, чем для вара при нормальной температуре) или слой, мощностью в 600 км и вязкостью в 10^{13} пуазов (т. е. примерно с такой же вязкостью, какой обладает лед).

Лучшие, имеющиеся в нашем распоряжении, данные получены в результате изучения поднятий на площадях плейстоценового оледенения, особенно в Скандинавии. На основании наблюдаемых гравитационных аномалий A, скорости подъема v, диаметра D подымающейся площади и глубины H, до которой доходят течения, связанные с подъемом площади на поверхности, Венинг Мейнес [27] вычислил коэфициент вязкости в верхней половине оболочки, пользуясь уравнением

$$\nu = \frac{gD^2A}{16\pi\varkappa Hv}, \qquad (119)$$

где $\varkappa$ — ньютоновская константа силы тяжести. На основании современных наблюдений он использовал следующие значения: $D = 1000$ км, $A = 40$ миллигал, $H = 1200$ км, $v = 3{,}2 \cdot 10^{-8}$ см/сек. (1 см/год) и нашел $\nu = 4 \cdot 10^{22}$ пуазов. Если основные предположения о механизме процесса правильны, то главные из возможных ошибок следует искать в H и в A, причем на последнее могут оказывать влияние местные гравитационные аномалии других источников.

Если течения опускались бы вниз до ядра, то величина H была бы примерно в два раз большей, однако значительно меньшей, чем величина, предположенная Венинг Мейнесом. В этом случае величина ν увеличивалась бы. Так как величина A не может быть очень мала (скорее она слишком велика), то мы находим, что значение вязкости, найденное таким образом, вероятно, правильно до одного порядка величины.

Хаскелл [28] шел другим путем. Он дал формальное решение для движения чрезвычайно вязкой жидкости при симметричном давлении у поверхности. Это решение он применил к погружению цилиндрического тела постоянной толщины и к восстановлению его положения после удаления нагрузки. Полученные в результате уравнения Хаскелл использовал для исследования пластического поднятия толщи Земли после исчезновения плейстоценового льда в Фенноскандии. Пользуясь величинами изменения поверхности за последние 7 000 лет, он, предполагая, что плотность равна 3, нашел значения вязкости, приведенные в последнем столбце данной таблицы, которые дают коэфициент вязкости порядка 10^{22} пуазов. В связи с предположением Хаскелла, Венинг Мейнес [29] указал на то, что отклонения, предположенные Хаскеллом, относятся к современной поверхности, но что последняя находится все еще примерно на 180 м ниже своего положения равновесия. Прибавив эти 180 м к значениям Хаскелла, приведенным выше,

и пользуясь как методом Хаскелла, так и более упрощенным методом, он нашел величину, равную для ν $3 \cdot 10^{22}$ пуазов.

Год a начала вычисляемого процесса	Поднятие, см/год	Отклонение поверхности от состояния равновесия, м	Вязкость, пуазы
5000 до н. э.	3,9	147	$0{,}8 \cdot 10^{22}$
4000 „ „	2,7	118	$1{,}0 \cdot 10^{22}$
3000 „ „	2,2	94	$0{,}9 \cdot 10^{22}$
2000 „ „	1,8	74	$0{,}9 \cdot 10^{22}$

Соответствие между значениями, найденными различными способами, говорит в пользу того, что порядок величины 10^{22} пуазов для коэфициента вязкости в верхней половине оболочки Земли правилен. Однако мы должны помнить, что вышесказанное имеет такое же значение, как и утверждение о том, что Земля в целом обладает жесткостью стали. Значения для различных глубин могут меняться в пределах нескольких степеней цифры 10. Венинг Мейнес [29] попытался найти изменение вязкости с глубиной. Он установил уменьшение вязкости с глубиной примерно от 10^{23} пуазов на глубине около 200 км до порядка $3 \cdot 10^{22}$ вблизи ядра Земли. Но это лишь первая попытка. Так как величина ν пропорциональна жесткости, то она уменьшается внезапно, по крайней мере, на несколько порядков величины у поверхности ядра и приближается к величине внутреннего трения, если ядро жидкое. Предполагая, что это правильно, Джеффриз [35] нашел, что малое затухание продольных волн, проходящих через ядро, указывает на вязкость внутри ядра порядка 10^{10} пуазов или меньше.

Значение τ, соответствующее $\nu = 10^{22}$ пуазов в оболочке Земли, равно примерно 10^{10} сек., или нескольким сотням лет.

Значение пластической деформации для тектонических процессов и горных работ обсуждалось Надаи [24] и другими [30,40]. Теория влияния пластической деформации на геофизические процессы была изучена Джеффризом (ссылка 4, стр. 265—267). Мы можем теперь применить его уравнения к новым данным. При $\tau = 10^{10}$ сек. влияние на волны землетрясений фактически равно нулю, так что это предположение при вычислениях коэфициента внутреннего трения на основании уменьшения амплитуды волн землетрясений было правильным. Затухание движения полюсов с чандлеровским периодом выражается фактором $e^{-t/3\tau}$. При $\tau = 10^{10}$ сек. пластическая деформация уменьшала бы амплитуду движения полюсов до $1/e$ примерно в 1 000 лет.

Отставание в фазе приливов в теле Земли выражается величиной $T/2\pi\tau$. T является периодом этих приливов, равным половине

лунного дня. Так как T является величиной порядка 10^5 дней, то отставание фазы практически равно нулю, что и соответствует наблюдениям. Теоретически отставание фазы было бы больше нескольких градусов, если бы ν была величиной меньшего порядка, чем 10^{17} пуазов, или если бы τ было меньше 10^5 сек.

ВЫВОДЫ

Кроме упругих процессов, в которых в соответствии с теорией мы предполагаем полную внезапную деформацию под действием разности напряжений и немедленное полное возвращение к первоначальной форме, когда разность напряжений приближается к нулю, наблюдаются другие процессы, которые не соответствуют этому предположению. Упругое последействие, обусловленное, вероятно, неправильностями в структуре кристаллов, внутреннее трение, а возможно и другие причины замедляют упругие процессы. С другой стороны, ползучесть, вызванная, повидимому, движением вдоль плоскостей более крупных размеров, чем плоскости кристаллов, вызывает постоянные изменения, препятствующие возвращению к прежней форме после того, как перестали действовать напряжения. Если достигается какая-то минимальная разность напряжений (предел текучести), то начинается пластическая деформация при условии, что разрушающее напряжение не меньше предела текучести и до этого разрыва не произошло. Если разность напряжений накапливается быстрее, чем она уничтожается пластической деформацией, то разрыв произойдет при большей разности напряжения вне зависимости от пластической деформации, особенно в случае большого коэфициента вязкости.

Теория этих процессов еще недостаточно хорошо разработана. Возможно, что здесь имеются еще два и более процессов помимо вышеупомянутых. Наблюдения в лабораториях очень малочисленны, а данные о Земле касаются лишь верхней половины оболочки. Кроме того, эти данные ненадежны на один порядок величины, а может быть и больше.

Прочность хорошо известна лишь для поверхностных слоев, где она равна примерно 10^9 дин/см^2. Вероятно, она не меняется значительно в верхних 30—40 км и уменьшается приблизительно до 10^7 дин/см^2 на большей глубине, так как иначе трудно было бы объяснить изостазию. Внутреннее трение является, вероятно, величиной порядка 10^9 пуазов вблизи поверхности и, возможно, немного увеличивается с глубиной. В ядре оно, по всей вероятности, незначительно. Верхняя половина оболочки ведет себя так, как если бы коэфициент вязкости повсюду в ней был бы величиной порядка 10^{22} пуазов. В ядре он, вероятно, значительно меньше. У нас мало данных о коэфициенте вязкости горных пород на поверхности Земли. Его значение порядка 10^{18} было найдено для каменной соли

и 10^{21} для золенгофенского известняка. Однако в этом случае коэфициент вязкости менялся со временем, и опыты показывают, что это уравнение лишь с очень малым приближением выражает происходящие здесь процессы; то же самое относится ко всем процессам, обсуждавшимся в этой главе.

ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ XIII

1. *Schlechtweg, H.* Ueber ein allgemeines Elastizitätsgesetz spröder Körper. Zeitschr. angew. Math. u. Mech., **14**, 1—12 (1934).
2. *Jeffreys, H.* On plasticity and creep in solids. Royal Soc. Proc. A, **138**, 283—297 (1932).
3. *Koch, T. W.* Analysis and effects of current movement on an active fault in Buena Vista Hills oil field, Kern County, Calif. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull. 17, 694—712 (1933).
4. *Jeffreys, H.* The Earth, 2d ed. Cambridge (1929).
5. *Gutenberg, B., Schlechtweg, H.* Viskosität und innere Reibung fester Körper. Physik. Zeitschr., **31**, 745—752 (1930).
6. *Gutenberg, B.* Handbuch der Geophysik, Bd. 2, Ss. 533—538. Berlin (1933).
   Wegel, R. L., Walther, H. Internal dissipation in solids for small cyclic strains. Physics, **6**, 141—157 (1935).
   Ide, J. M. The damping of vibrations in rocks. Jour. Geology, **45**, 716 (1937).
   Birch, F., Bancroft, D. Elasticity and internal friction in a long column of granite. Seismol. Soc. America Bull., **28**, 243—254 (1938).
7. *Sezawa, K.* On the decay of waves in visco-elastic solid bodies. Earthquake Research Inst. Tokyo Bull., **3**, 43—53 (1927).
8. *Gutenberg, B.* Ueber Fortpflanzung von elastischen Wellen in viskosen Medien. Physik. Zeitschr., **30**, 230—231 (1929).
   Gutenberg, B. Handbuch der Geophysik. Bd. 2, S. 22. Berlin (1933).
   Gutenberg, B. Там же, Bd. 2, pp. 552—553. Berlin, 1933.
9. *Gutenberg, B.* Handbuch der Geophysik, Bd. 2, S. 22. Berlin (1933).
10. *Gutenberg, B.* Periods of the ground in Southern California earthquakes. U. S. Coast and Geodetic Survey, Spec. Pub., **201**, 163—225 (1936).
11. *Gutenberg, B.* Microseisms in North America. Seismol. Soc. America Bull., **21**, 1—24 (1921).
12. *Gutenberg, B.* On some problems concerning the seismic field methods. Beitr. angew. Geophysik, **6**, 125—140 (1936).
13. *Meisser, O.* Beiträge zu einer experimentellen Seismik. Veröffentlichungen Reichsanstalt Erdbebenforsch. Jena, Heft 9, 70—74 (1929).
14. *Kármán, Th.* Festigkeitsversuche unter allseitigem Druck. Zeitschr. Ver. deutscher Ing., **55**, 1749—1757 (1911).
15. *Griggs, D. T.* Deformation of rocks under high pressures. Jour. Geology, **44**, 541—577 (1936).
16. *Taylor, G.* The mechanisms of plastic deformation of crystals. Royal Soc. London Proc. (A) **145**, 362—404 (1934).
    Taylor, G. The strength of rock salt. Ibid., **145**, 405—515 (1934).
17. *Adams, F. D.* and *Bancroft, J. A.* On the amount of internal friction developed in rocks during deformation and on the relative plasticity of different types of rocks. Jour. Geology, **25**, 597—637 (1917).
18. *Barrell, J.* The strength of the earth's crust. Part VII. Jour. Geology, **23**, 27—44 (1915).

19. *Barrell, J.* Geological relations of earth-condensation and resulting acceleration in rotation. Part II. The spheres of the earth and their effect on the lithosphere. Am. Jour. Sci., **10**, 499—529 (1925).

20. *Maxwell, J. C.* Phil. Mag., **35**, 134 (1868).

21. *Mises, R.* Mechanik der festen Körper im plastisch-deformablen Zustand. Nachr. Gesell. Wiss. Göttingen, 582—592 (1913).

22. *Prager, W.* Ueber das bildsame verhalten der Metalle. Naturwiss., **19**, 681—685 (1931).

23. *Nádai, A.* Plastizität und Erddruck. Geiger — Scheel. Handbuch der Physik. Bd. 6, pp. 428—484. Berlin, 1928.

Nádai, A. The phenomenon of slip in plastic materials. Amer. Soc. for Testing Materials Proc., **31** (1931) part. II.

Nádai, A. On the mechanics of the plastic state of metals. Applied Mechanics, **52**, 193—216 (1930).

24. *Nádai, A.* Plasticity. New York, 1931.

25. *Kusnezow, W. D.* Innere Reibung und Fliessgrenze für Blei. Zeitschr. Physik, **51**, 239—262 (1928).

26. *Schweydar, W.* Untersuchungen über die Gezeiten der festen Erde und die hypothetische Magmaschicht. Veröffentlichungen preuss. geodät. Inst. Potsdam, N. F. 54 (1912).

Schweydar, W. Die Polbewegung in Beziehung zur Zähigkeit und zu einer hypothetischen Magmaschicht. Ibid. N. F. 79 (1919).

27. *Vening-Meinesz, F. A.* Gravity expeditions at sea. Netherlands Geodet. Comm. Pub., **2**, 59 (1934).

28. *Haskell, N. A.* The motion of a viscous fluid under a surface load. Physics, **6**, 265—269 (1935); **7**, 56—61 (1936).

29. *Vening-Meinesz, F. A.* The determination of the earth's plasticity from the postglacial uplift of Scandinavia; isostatid adjustment. K. Akad. Amsterdam Proc., **40**, 654—662 (1937).

30. *Herrmann, H., Stöcke, K., Udluft, H.* Ground pressure and plate-statics. Tests on the elastic properties of coal-measure rocks from Upper-Silesian Mines. Beitr. angew. Geophysik, **5**, 296—424 (1936); **6**, 206—240 (1937).

Kienow, S. Der Zusammenhang zwischen Spannung und Verformung bei tektonischen Vorgängen. Zeitschr. Geophysik, **9**, 204—229 (1933).

Tromp, S. W. On the Mechanism of Geological Undulation Phenomena in General and of Folding in particular and Their Application to the Problem of the «Roots of Mountain» Theory. Leiden, 1937.

Fujiwhara, S., Tsujimura, T., Kusamitsu S. On the earth-vortex, echelon faults and allied phenomena. Ergebnisse kosmischen Physik, **2**, 303—360 (1933).

31. *Michelson, A. A.* Laws of elastico-viscous Flow. Jour. Geology, **25**, 405—410 (1917); **28**, 18—24 (1920).

32. *Griggs, D.* Experimental deformation of rocks. Abstract. Geol. Soc. America Proc. for 1937. Pp. 85—86 (1938).

33. *Jeffreys, H.* Written communication (1938).

34. *Jeffreys, H.* Earthquakes and Mountains. London, 1935.

35. *Jeffreys, H.* The viscosity of the earth. Fourth paper. Monthly Notices Royal Astronomical Soc., Geophys. Suppl., **1**, 412—424 (1926).

36. *Jeffreys, H.* Deep-focus earthquakes. Ergebnisse kosmischen Physik, **4**, 75—105 (1939).

37. *Philips, D. W.* Inst. Min. Eng. Trans., **80**, 212—242 (1931); **82**, 432—450 (1932).

38. *Nádai, A.* On the creep of solids at elevated temperature. Jour. Applied Physics, **8**, 418—432 (1937).
39. *Boyd, J.* The relaxation of copper at normal and elevated temperatures. Am. Soc. for Test. Materials Proc. Vol. **37**, Part. II, 218—234 (1937).
40. *Greenwald, H. P.* The physics of subsidence and ground movement in coal mines. Jour. Applied Physics, **8**, 462—469 (1937).
41. *Barus, C.* Isothermals, isopiestics and isometrics relative to viscosity. Am. Jour. Sci. (3) **45**, 87—98 (1893).
42. *Hyde, J. H.* On the viscosities and compressibilities of liquids at high pressures. Roy. Soc. London Proc., **97**, 240—259 (1920).
43. *Châtelier, H.* Sur la viscosité du verre. Comptes rendus, **179**, 517—521 (1924).
Châtelier, H. On the viscosity and allotropy of glass. Jour. Soc. Glass Techn., **9**, 12 (1925).
44. *English, S.* Jour. Soc. Glass Techn., **7**, 25 (1923); **8**, 205 (1924); **9**, 83 (1925).
45. *Washburn, E., Shelton, G.* The viscosity of soda-lime glasses. Univ. Illinois Eng. Exper. Station Bull., No. 40 (1914).
Washburn, E., Shelton, G. Libman. The viscosities and surface tension... Univ. Illinois Bull. **21**, No. 33 (1924).
Gelhoff, G., Thomas, M. Die Viskosität der Gläser. Zeitschr. techn. Physik, **7**, 260—278 (1926).
46. *Houwink, R.* Elasticity, Plasticity and Structure of Matter. Cambridge (1937).
47. *Ewell, R. H.* The reaction rate theory of viscosity and some of its applications. Jour. Applied Physics, **9**, 252—269 (1938).
48. *Umstätter, H.* Zustandsänderungen zäher Systeme IX. Kolloid Zeitschr., 70, 174—180 (1935).
49. *Welter, G.* Elastizität und Festigkeit von Spezialstahlen bei hohen Temperaturen. Forschungsarb. Gebiet des Ingenieurwesens. No. 230 (1921).
50. *Pittman, C. U., Traxler, R. N.* Rheological properties of asphalts. Physics, **5**, 221—224 (1934).
51. *Weinberg, B.* Some results of experimental study of substances having considerable internal friction. Indian Jour. Physics, **1**, 279 (1927).
52. *Bennewitz, K.* Ueber die innere Reibung fester Körper. Phys. Zeitschr., **37**, 578—588 (1936).
Bennewitz, K., Rötger, H. Ueber die innere Reibung fester Körper, II. Zeitschr. Techn. Physik, **19**, 521—526 (1938).
Zener, Cl. et al. Internal friction in solids. phys. Review, **52**, 230—235 (1937); **53**, 30—99, 100—101, 582—586, 1010—1013 (1938).
53. *Lambert, W. D.* Tidal friction. Physics of the Earth. Vol. II. Pp. 81—99. Nat. Research Council (1931).
54. *Bridgman, P. W.* Reflections on rupture. Jour. Applied Physics, **9**, 517—528 (1938).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ *

Б. ГУТЕНБЕРГ

Земля сформировалась как отдельное тело около двух или трех миллиардов лет назад. В течение, по крайней мере, части раннего периода ее истории она была жидкой, и, пока она находилась в таком состоянии, ее свободное железо вместе с растворенными в нем веществами осело в центре, образовав таким образом ядро Земли с радиусом, в настоящее время, около 3 500 км и силикатную оболочку, разделившуюся на несколько слоев. Некоторое резко выраженное разделение проходит на глубине около 1 000 км. Вплоть до этого предела глубины скорость упругих волн очень быстро возрастает с глубиной, а ниже его увеличение скорости происходит медленнее и более неправильно. Впервые это было установлено Э. Вихертом. За исключением Тихоокеанского и, возможно, Арктического бассейнов внезапное изменение вещества было обнаружено на глубинах, колеблющихся приблизительно от 20 км в Атлантическом и Индийском океанах до 40 или немного более километров в центральных частях материков; кроме того, поверхности разрыва непрерывности свойств имеются и в верхней части континентального слоя. Некоторые авторы высказывались за наличие в оболочке на различных глубинах разрывов первого порядка, но ни одно из этих предположений не стало общепризнанным. На глубине между 200 и 500 км скорость сейсмических волн возрастает относительно быстро, но вопрос о том, проходит ли здесь разрыв непрерывности свойств, — остается открытым. Дополнительные данные о том, что землетрясения, повидимому, не зарождаются глубже 700 км и что приблизительно на этой же глубине электропроводность быстро повышается, могут указывать на изменение свойств на глубине порядка 500—700 км от поверхности Земли.

Преобладающим материалом верхнего подслоя в континентальной литосфере является гранит. То обстоятельство, что колоссальные массы почти однородного по составу (в пространстве и времени) базальта излились на поверхность Земли, привело к представлению о базальтовой оболочке, охватывающей весь земной шар на незначительной глубине. Крупных масс тахилита или эклогита с хими-

---

* Автор настоящего заключения один является ответственным за высказываемые в нем взгляды по спорным вопросам, которые не всегда совпадают с мнениями других членов комитета.

ческим составом базальта обнаружено не было. Нет и аналогичных полевых данных о дуните или перидотите.

По данным анализов, изверженные породы содержат в среднем около 59% SiO_2, около 15% Al_2O_3, около 5% CaO, от 3 до 4% Fe_2O_3, FeO, MgO, Na_2O, K_2O каждого; около 1% H_2O и TiO_2; эти окиси составляют вместе более 99% современного изверженного материала земного шара. Четырьмя наиболее распространенными элементами в уже изученных изверженных породах, являются кислород (47%), кремний (28%), алюминий (8%) и железо (5%). Для всей Земли в целом железо занимает, повидимому, первое место, составляя, вероятно, 40 ± 10%; содержание кислорода исчисляется от 20 до 30%, кремния — от 10 до 15%, а всех остальных элементов менее 10%, причем только Mg, Ca, Ni и, возможно, Al содержится более чем по 1%. Относительное распространение различных элементов на Земле, повидимому, того же порядка, что и на Солнце, за исключением легких газов, которых на Солнце гораздо больше. С другой стороны, состав Земли соответствует приблизительно составу 55 частей каменных метеоритов, плюс 40 частей железных (метеоритов), плюс 5 частей троилита.

В раннюю пору своего существования Земля остывала очень сильно, и кристаллизация легких поверхностных слоев началась, вероятно, менее чем 100 000 лет спустя после образования Земли как самостоятельного тела. Вследствие относительно большой разницы в плотности слоев земной коры, образующиеся на поверхности кристаллические глыбы не могли погружаться на очень большую глубину, и сравнительно скоро Земля покрылась твердой корой, которая, возможно, неоднократно разрушалась и восстанавливалась на протяжении ранней истории Земли. Тем не менее этой коры было достаточно, чтобы значительно уменьшить скорость остывания, которая с этого момента зависела от условий теплопроводности в коре, тогда как раньше охлаждение, быть может, ускорялось вследствие действия нескольких систем конвекционных токов. В более глубоких слоях такие конвекционные токи, вероятно, продолжали существовать и существуют до сих пор, но обладают уже небольшой скоростью.

Охлаждение Земли сильно замедлялось и замедляется образованием тепла при радиоактивных процессах. Большая часть тепла, теряемого через поверхность Земли, получается при распаде радиоактивных веществ. Если подсчеты количества радиоактивного вещества внутри Земли, сделанные геохимиками, правильны, то количество тепла, получаемое при радиоактивном распаде, превышало бы тепло, уходящее через поверхность вследствие простой теплопроводности. Эта гипотеза породила мысль о том, что избыток тепла был израсходован на работу подкоровых течений, вызвавших, в частности, горообразование. С другой стороны, по мнению большинства геофизиков, Земля остывает, и количество тепла, образуемого

внутри Земли, меньше, чем вычисляют на основании предполагаемого геохимиками содержания радиоактивных веществ. С течением времени количество этого тепла должно уменьшаться, так как уменьшается количество менее стойких элементов, выделяющих большую часть тепла. По этой причине охлаждение Земли должно ускоряться. Геологические данные свидетельствуют о том, что охлаждение земной коры не протекало равномерно.

Вообще температура внутри земной коры повышается с глубиной на 15—35° С, в среднем, вероятно, на 20° С на километр. Температура лавы в вулканах показывает обычно 1100 ± 100° С. Начиная с глубины около 50 км, повышение температуры, повидимому, становится заметно меньшим и температура в ядре, вероятно, порядка 2000 или 3000° С. Так как повышение точки плавления в зависимости от давления в точности неизвестно, нельзя сделать вывод относительно глубины, на которой данное вещество достигает точки плавления; возможно, что в оболочке эта точка находится на глубине 60 км, где константы упругости, повидимому, слегка уменьшаются. Могут быть и другие области на больших глубинах, где температура ниже точки плавления, что может служить единственным объяснением неправильностей, обнаруженных в скоростях упругих волн в глубоких частях оболочки.

Плотность возрастает приблизительно с $2^3/_4$ близ поверхности до $4^1/_2$ на глубине 1 000 км; ее значение лежит, вероятно, между 6 и 8 на границе ядра, и может достигать, или даже превышать, 12 в центре Земли. Давление на глубине немного более 2 000 км достигает 1 миллиона атмосфер, на глубине около 3 500 км — 2 миллионов атмосфер и около $3^1/_2$ миллионов атмосфер — в центре Земли. В оболочке не наблюдается значительных изменений силы тяжести; в целом она слегка увеличивается с глубиной. В ядре сила тяжести уменьшается и падает в центре до нуля.

Модуль объемной упругости коры имеет величину порядка 10^{12} дин/см^2; в глубоких частях ядра он повышается до 10^{13}. Модуль сдвига, будучи порядка $5 \cdot 10^{11}$ дин/см^2 в земной коре, увеличивается приблизительно до $4 \cdot 10^{12}$ дин/см^2 с приближением к ядру. Модуль сдвига внутри ядра, повидимому, гораздо меньший, но даже порядок его величины в ядре неизвестен. Предположение о том, что ядро является жидким, не приводит к противоречиям с известными фактами.

Прочность (сопротивление пластической деформации) вблизи поверхности имеет величину порядка 10^9 дин/см^2. На больших глубинах ее значение неизвестно; незначительная разница в силе тяжести на всем земном шаре, не считая гор или океанов (изостазия), повидимому, свидетельствует, о том, что под корой пластическая деформация имеет место даже при малых разностях напряжений и что прочность там, по крайней мере, на несколько порядков величины меньше, чем на поверхности. Впрочем, обсуждению этого

вопроса препятствует отсутствие точного определения таких терминов, как *прочность, вязкость, внутреннее трение* и *ползучесть*. Если считать, что изостатическая компенсация вызывается пластической деформацией, то коэфициент вязкости оболочки в целом будет порядка 10^{22} пуазов (1 пуаз = 1 г/см сек.); наблюдения над приливами в теле Земли дают вязкость не менее 10^{18} пуазов, а вязкость, вычисленная на основании движения полюсов, равна по меньшей мере 10^{20} пуазов, так что величина 10^{22} пуазов представляется удовлетворительным приближением. Это должно означать, что для образования заметной пластической деформации потребуются промежутки времени порядка 100 лет и более. При процессах меньшей продолжительности влияние большой вязкости свелось бы к действию очень большого сопротивления. Эта вязкость комбинируется с внутренним трением порядка 10^{9} пуазов для движений с периодом более 1 сек., что дает эффекты, подлежащие учету в исследованиях внутренних частей Земли, лишь при относительно быстрых движениях, как в случае сейсмических волн, но не при полярных или приливных движениях. При очень быстрых движениях внутреннее трение, повидимому, понижается и становится порядка 10^{7} пуазов для волн с периодом в 0,01 сек.

Хотя свойства внутренних частей Земли отчасти в первом приближении известны, однако мнения различных авторов все еще сильно расходятся в том, какими силами объяснить происходящие изменения. Поскольку еще нет общепринятого мнения даже по вопросу о том, какого тепла больше, — того ли, которое образуется внутри Земли, или того, что ею теряется, то невозможно определить и сокращение ее объема, вызываемое вероятным остыванием. Хотя многие все еще полагают, что такое сокращение удовлетворительно объясняет процессы горообразования на протяжении истории Земли, все большее число геологов и геофизиков считает, что тепловое сокращение играет в лучшем случае существенную, но не преобладающую роль в тектонической истории Земли. Увеличивается и число авторов, признающих существование подкоровых течений; относительно же причин таких течений мнения значительно расходятся. Среди наиболее важных причин подкоровых течений приводят диференциацию магмы и тепло радиоактивного распада. Разница в температурах и других свойствах между дном океана и материком, а также отложение осадков рассматриваются как причины менее важные. Образование горных хребтов и длинных, но узких глубоких впадин, дрейф континентальной глыбы или значительных частей ее с соответственными изменениями климата, расползание материков — считаются следствиями подкоровых течений. Неоднородности поверхностных слоев земной коры увеличивают напряжения, вызываемые токами на больших глубинах. Впрочем, большинство специальных гипотез, касающихся развития земной коры, так недостаточно обосновано, что новые предположения быстро

следуют одно за другим. В действительности, изменения, вероятно, вызываются и управляются сложной комбинацией процессов упомянутых типов.

Доказательством того, что напряжения действуют на глубинах до 700 км, служат глубокофокусные землетрясения: все наблюдения показывают, что они вызываются напряжениями сдвига и разрывами, подобными тем, которые наблюдаются при землетрясениях с нормальной глубиной очага. Самые глубокие очаги, на глубинах между 250 и 700 км, связаны, повидимому, с границами Тихоокеанского бассейна. Вместе с фактами, установленными на основании изучения нормальных землетрясений и геологическими данными, они подчеркивают особую структуру Тихоокеанского бассейна, о которой уже упоминалось выше.

Промежуточные землетрясения (с глубинами очага примерно между 60 и 250 км) связаны главным образом с линиями тектонической активности, имевшей место примерно в третичное время, тогда как современная сейсмическая деятельность, часто проявляющаяся вдоль относительно узких зон больших отрицательных аномалий силы тяжести, указывает на области, где тектонические движения происходят в настоящее время.

ПРИЛОЖЕНИЕ

ЧАСТО УПОТРЕБЛЯЕМЫЕ КОНСТАНТЫ

В вычислениях, относящихся к внутренним частям Земли, часто бывают необходимы астрономические и геодезические константы.

Полуоси земного эллипсоида (международно принятые величины):

$$a = 6{,}378388 \cdot 10^8 \text{ см},$$
$$c = 6{,}356912 \cdot 10^8 \text{ см}.$$

$$\text{Эллиптичность} = \frac{a-c}{a} = \frac{1}{297} = 0{,}00337.$$

Квадрант (четверть круга) меридиана = 10002,288 км.
Квадрант (четверть круга) экватора = 10019,148 км.
Поверхность Земли $= 5{,}101 \cdot 10^{18}$ см^2.
Объем Земли $= 1{,}083 \cdot 10^{27}$ см^3.
Средняя плотность Земли = 5,52.
Масса Земли $= 5{,}98 \cdot 10^{27}$ г $= 3{,}00 \cdot 10^{-6}$ массы Солнца.
Сила тяжести на уровне моря на широте φ (международно принятая) $g = 978{,}049\,(1 - 0{,}0052884 \sin^2\varphi - 0{,}0000059 \sin^2 2\varphi)$ гал.
В частности, на экваторе $g_e = 978{,}049$, на широте 45° $g_{45} = 980{,}6294$, у полюса $g_p = 983{,}221$ гал.
Если A и C моменты инерции Земли соответственно вокруг осей a и c, то

$$\frac{C-A}{A} = 0{,}00328 = \frac{1}{305}.$$

Угловая скорость вращения Земли $\omega = 15{,}04106863''$ в сек. $= 7{,}292115851 \cdot 10^{-5}$ радиан/сек.
Скорость некоторой точки на экваторе = 46 500 см/сек.
Продолжительность солнечных суток = 86 400 сек.
Продолжительность звездных суток = 86 164,09 сек.
Отношение центробежной силы у экватора к силе тяжести у экватора

$$\frac{\omega^2 a}{g_e} = 0{,}003468 = \frac{1}{288}.$$

Среднее расстояние Земли от Солнца $= 149{,}5 \cdot 10^6$ км $= 23{,}439 \times$ радиус Земли.
Эксцентриситет земной орбиты = 0,01675.
Среднее суточное движение вокруг Солнца = 3548,19''.
Средняя скорость вращения = 29,8 км/сек.
Звездный год = 365,256 (солнечных) суток $= 3{,}1558 \cdot 10^7$ сек.
Тропический год = 365,2422 суток.

Период прецессии равноденствий = 25 735 лет.
Среднее расстояние от Земли до Луны = 384 400 км.
Эксцентриситет лунной орбиты = 0,0549.
Плотность Луны = 3,335.
Средний радиус Луны = 1738 км.
Масса Луны = 0,012265 массы Земли.
Период звездного оборота Луны = 27,32166 дня = $2{,}3606 \cdot 10^6$ сек.

ЕДИНИЦЫ

По всей книге употреблялись единицы системы C. G. S. Ниже приводятся пересчетные эквиваленты единиц, которые используются в проблемах, относящихся к недрам Земли.

ЕДИНИЦЫ ДЛИНЫ

1 см = 0,39370 дюйма = 0,032808 фута. 1 дюйм = 2,54001 см.
1 км = 10^5 см = 0,62137 мили. 1 фут = 30,480 см.
1 фатом = 6 футам = 1,8288 м. 1 миля = 1,60935 км.
1 морская миля = 1,85325 км = 1 мин. дуги Земного шара (сфероид Кларка 1866 г.).

ЕДИНИЦЫ ПЛОЩАДИ

1 $см^2$ = 0,1550 $дюйма^2$ = 0,0010764 $фута^2$. 1 $дюйм^2$ = 6,452 $см^2$.
1 $км^2$ = 10^{10} $см^2$ = 0,3861 $мили^2$. 1 $фут^2$ = 929,0 $см^2$.
1 $миля^2$ = 2,5900 $км^2$.

ЕДИНИЦЫ ОБЪЕМА

1 $см^3$ = 0,0610 $дюйма^3$ = 0,000035314 $фута^3$. 1 $дюйм^3$ = 16,387 $см^3$.
1 $фут^3$ = 28317 $см^3$.

ЕДИНИЦЫ МАССЫ

1 кг = 10^3 г = 2,20462 фунта. 1 фунт = 0,453592 кг = 453,592 г.

ЕДИНИЦЫ СКОРОСТИ

1 фут/сек. = 30,480 см/сек. = 1,0973 км/час.
1 миля/час = 1,6093 км/час. = 44,704 см/сек.
1 см/сек. = $3{,}728 \cdot 10^{-4}$ мили/мин. = 0,02237 мили/час.
1 км/час = 27,7778 см/сек.

ЕДИНИЦЫ УСКОРЕНИЯ

1 гал = 1 $см/сек.^2$ = 0,032808 $фута/сек.^2$.
1 миллигал = 10^{-3} гала.
g = 980,665 гала = 32,174 $фута/сек.^2$ (по международному стандарту).

ЕДИНИЦЫ СИЛЫ

В качестве единиц силы часто употребляются вес грамма, вес килограмма, вес фунта и т. п. Здесь эти единицы отмечены нами звездочками.

1 дина $= 0{,}0010197$ г $* = 2{,}2481 \cdot 10^{-6}$ фунта *.

1 мегадина $= 10^6$ дин.

1 г* $= 980{,}665$ дин.

1 фунт * $= 4{,}4482 \cdot 10^5$ дин.

ЕДИНИЦЫ ДАВЛЕНИЯ

Единицей давления в системе C. G. S. является бари *. Имеется, кроме того, стандартная единица — бар, который равен 10^6 бари.

Таким образом, при использовании данных, в качестве единиц которых взят бар, прежде всего необходимо убедиться в том, какая из двух единиц употреблена. То же самое справедливо и для мегабара, который может означать и 10^6 бара и 10^6 бари. Следующие определения основаны на международном соглашении.

1 бари $= 1$ дин/см$^2 = 9{,}8692 \cdot 10^{-7}$ ат. $= 10^{-6}$ бар $= 1{,}4504 \cdot 10^{-5}$ фунта */дюйм^2.

1 бар $= 10^6$ бари $= 10^6$ дин/см$^2 = 0{,}98692$ ат. $= 14{,}504$ фунта */дюйм^2 = давлению 750,06 мм ртутного столба.

1 мегабар $= 10^6$ бар.

1 кг/см$^2 = 0{,}980665 \cdot 10^6$ дин/см$^2 = 14{,}233$ фунта */дюйм^2.

1 фунт*/фут$^2 = 4{,}7254 \cdot 10^{-4}$ ат. $= 478{,}80$ дин/см^2.

1 фунт*/дюйм$^2 = 0{,}068046$ ат. $= 0{,}068947$ бар $= 6{,}8947 \cdot 10^4$ дин/см^2.

1 ат. $= 1{,}0332$ кг */ см$^2 = 1{,}01325$ бар $= 14{,}7$ фунта */дюйм^2 = давлению 760 мм ртутного столба.

ТЕМПЕРАТУРА И ТЕМПЕРАТУРНЫЙ ГРАДИЕНТ

5°C $= 9$°F.

Температура a°C $= \left(\frac{9}{5}\, a + 32\right)$°F.

1°F/фут $= 0{,}0182269$°C/см.

1°C/см $= 54{,}864$° F/фут.

1 фут/°F $= 0{,}54864$ м/°C.

1 м/°C $= 1{,}82269$ фута/°F.

РАЗЛИЧНЫЕ ЕДИНИЦЫ

1 эрг $= 1$ дина · см.

1 джоуль $= 10^7$ эргов $= 0{,}102$ м · кг* $= 0{,}737$ фута · фунт.

1 ватт $= 10^7$ эргов/сек. $= 1$ джоуль/сек.

1 пуаза $= 1$ г/см · сек.

1 гаусс $=$ электромагнитная единица $= 1$ г$^{\frac{1}{2}}$ см$^{-\frac{1}{2}}$ сек.$^{-1}$.

1 гамма (γ) $= 10^{-5}$ гаусса.

1 радиан $= 0{,}159155$ окружности $= 57{,}29578° = 57°17'44{,}8'' = 2{,}06265 \cdot 10^5''$.

$1'' = 4{,}84814 \cdot 10^{-6}$ радиан.

Sin $1'' = 4{,}84814 \cdot 10^{-6}$.

---

* Эта единица давления принята только в США.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

Альбедо Земли 110
Альпийская (средиземноморская) орогения 338
Альпийский тектонический пояс 209, 324, 326, 334, 336
Альпы 30, 182, 186
Алюминий 81
Амплитуды сейсмических волн 326
Андезитовая линия (граница андезитов) 315, 316, 324, 334, 338
Анды (Андская зона землетрясений) 305
Анизотропные тела 219
Арктический (полярный) бассейн, см. Северный Ледовитый океан
Архейские деформации 35
Астеносфера 14, 15, 25, 40, 85
Астрономические наблюдения 202
Атлантическая структура 315
Атлантический бассейн 21, 29, 317, 324, 332, 333, 336, 397
— (Средне-Атлантический) вал 324, 336
Атлантическое побережье (берега Атлантического океана) 34, 315
Атмосфера 178
— (единица давления) 404
Атмофильные элементы 179
Атомный объем 179
Ахондритовые метеориты 98
Ахондриты 95
Аэролиты 95

Базальт 25, 41, 49, 88, 150, 151, 156, 397, 398
Базальтовое плато 28
— стекло 89
Базальтовый поток 85
— слой 85, 241
— субстрат 88
Бар 404
Батолиты 82
Береговая линия 177
Брахистохронная кривая 356

Видманштеттовы фигуры 96, 99
Внутреннее строение Земли по сейсмическим данным 217
— трение в недрах Земли 374, 377, 387, 393
— —, влияние на распространение упругих волн 379
— — в жидкостях 379
— — в земной коре 380, 400
Водород 179
Возбуждающие силы 164, 168
Возраст Земли 101, 102
— стратиграфических формаций 48
Волновая теория 183
Волнообразные поднятия 183
Волны внутреннего трения 381
— Гельмгольца 183
— Лова 332
— поперечные 217, 245
— — в ядре Земли 290, 292
— —, скорость распространения 231
— по сейсмограммам близких землетрясений 229, 231
— Релея 332
Восстановление первоначального уровня после снятия нагрузки 386, 391
Впадины океанические 26
Вращение Земли 162, 164, 402
Вулканизм и землетрясения 82, 308, 338
Вулканических пород покровы 22
Вулканы 42, 74, 87
— , температура 41
— , тепло, теряемое при извержениях 155
«Вязкая» жидкость 386
Вязкое течение 373, 383, 386
Вязкость 12, 169, 181, 205, 311, 373, 384, 385, 393
— астеносферы 85
— в жидкостях 379
— внутри Земли 391, 400
— и контракционная теория 187
— кинематическая 387
— некоторых материалов 388

Вязкость стекол в зависимости от температуры 389
— ядра 392

Габбро 49, 62, 63, 153
Газы 179
— в магме 82
Гал 403
Гамма 404
Гаусс 404
Гелий 179
Гельмгольцевы волны 183
Геодезическая линия 356
Геодезические данные 202
Геологические эпохи 180
Геосинклинали 26, 186
— , погружение 177
Геотектонические процессы 176
Геофизика 19
Геохимия 155, 178, 179, 183
Гидростатическое равновесие 342, 345, 349, 354
Гипотезы геотектонические 173
Глубина изостатической компенсации 87, 166, 318
— очага 241, 274, 275, 277, 310
— структурного перерыва 334
— ядра 285
Глубокие землетрясения 275, 276, 304, 305, 311, 312, 335, 384, 401
— — , механизм образования 309
Годограф 229, 273, 274, 328
Гольфштрем, изменение течения 191
Гондвана 23, 34
Гондванский массив 209
Горизонтальные смещения 202, 206
Горообразовательный процесс 32, 34, 85, 398
Горообразующие напряжения 166
Горные породы, изверженные 76, 315
— — метаморфические 76
— — , модуль сдвига (жесткость) 67
— — , образование тепла 150
— — осадочные 76
— — , плотность 43, 44
— — , пористость 65
— — , происхождение 24
— — , прочность 381, 382, 383
— — , радиоактивность 149
— — , сжимаемость 60, 62, 63, 67
— — , скорость волн 68, 220, 223, 224, 227
Горные породы, состав 76
— — стекловатые 67, 72
— — , температура 110
— — ультраосновные 72
— — , упругие свойства 53, 68
— цепи 30, 32
Горы, корни 32
— , происхождение 152, 161, 176, 185, 186, 206, 210
Гравитационная диференциация 86
— константа 342
Гравитационное выравнивание 86
Гранит 36, 41, 49, 61, 63, 70, 79, 149—151, 397
— , сжимаемость 66
— , скорость распространения волн 70
Гранитные интрузии 35
Гранитный слой 49, 71, 85, 86, 149, 241, 242, 327, 336, 337, 361, 369, 371
Граница Гутенберга - Вихерта 292
— Дама 286, 292
Границы континентальные 337
— океанов 334
Гренландский ледниковый покров 224, 327
— — — , движение 220

Давление 359
Давление воздуха, изменяющее действующее напряжение 167
— в Земле 345, 354, 399
— , единицы 404
— , изменения 167
Дайки 46
Движение массивов 176, 202
Движения последовательные (медленные) 177, 376
Действие внутреннего трения 379
Депрессии 177
Деформация, вызванная приливами 168
— в Земле 163
— в земной коре 167
— на глубине 311
— , напряжение 217, 309, 359, 373, 378, 384
— пластическая 13, 27, 373, 375, 377, 381, 382, 384, 385, 392, 400
Джоуль 404
Дина 404
Диференциация 86, 183
— гравитационная 44
Диффракция лучей на границе ядра 287
Дуниты 41, 49, 51, 63, 71, 150, 152, 157
Дюйм 403

Единицы 403
— давления 404
— длины 403
— массы 403
— объема 403
— площади 403
— различные 404
— силы 404
— скорости 403
— температуры 404
— ускорения 403

Железо 81, 98, 100, 147, 178, 179, 398
— в метеоритах 98
Железо, жесткость (модуль сдвига) 12, 13, 49, 54, 75, 88, 167, 168, 215, 245, 335, 358—361, 363, 365, 371, 373, 399
— никелистое 94, 100
Жесткость (модуль сдвига), измерения 12, 67
Жидкость 12—14
Жидкости, внутреннее трение 379
— , вязкость 379, 386
Жидкое состояние в недрах Земли 74
— — в ядре 360, 367, 399

Зависимость скорости продольных волн от геологического возраста 225
— — — — — — глубины 225
Закон Гука 370, 373, 377, 387
— Лежандра 346, 354, 355
— Роша 347
Затвердевание (кристаллизация) оболочек Земли 147
Звук, отражение 327
Землетрясения 87
— , амплитуды волн 328
— , Вест-Индия 324, 325
— , волны (фазы) 227, 229
— , — от близких землетрясений 231
— , географическое распределение 304
— , глубина очага 175, 275, 276, 304, 305, 311, 335, 384, 401
— глубокие 198, 275
— , Голландская Ост-Индия 306
— , зона Анд 306
— и вулканизм 308
— , интерпретация сейсмограмм 231, 328
Землетрясения нормальные 304, 326
— , очаг 275
— , первоначальное движение 310
— повторные 311
— , происхождение 310
— промежуточные 304, 308, 311, 326
— , скорость волн 229
— , тектонические 304
— , Тихий океан 308
— , Тихоокеанский пояс 304, 323
— , узловые линии 310
— , Филиппинские острова 306
— , эпицентры 323
— , Япония 305

Изверженные породы 40, 76, 77, 315
— — , состав 79
— — , плотность 87
Излучение, см. Радиация
Излучательная способность 110
Измерение сжимаемости горных пород 61, 63, 64
Измерения (размеры) Земли 402, 403
Изогеотермы 137, 141
Изостазия 15, 24, 27, 33, 87, 166, 175, 180, 311, 318, 339, 384, 399
Изостатические аномалии 320, 322
Изостатическое выравнивание 85, 319, 384
— поднятие 183
— равновесие 183
Индийский океан, бассейн 21, 24, 317, 332, 333, 338, 397
Интерпретация сейсмограмм землетрясений 231, 328
Интрузии змеевиков 182, 321, 322
— , состав 44
История Земли 312, 397
Индонезия, землетрясения 306
— , сила тяжести 319, 320

K_{40} (калий 40) 37, 148
Кажущаяся скорость волн у поверхности 276
Калифорния, строение земной коры 243
Каменные метеориты 94, 98
Каньоны, подводные 38, 39
Кинематическая вязкость 387
Кислород 79, 179
Клеро, дифференциальное уравнение 345, 349, 350, 351
Кливаж 47, 49
Климат, изменения 188, 194, 200
— , — периодические 196
Климаты прошлого 192
Колебания свободные, логарифмический декремент 378
— крутильные 378

Комплекс основания 21, 35, 37, 138, 231, 320, 327
— — погребенный 32
Конвекция 45
Конвекционные токи (течения) 147, 209, 398
— токи в оболочке 184
Константа сжатия Ламэ 217, 358, 364
Константы 402
— упругости 399
Континенты 15, 20, 21, 180, 314, 329, 397
— , изменения 21, 205
— , высота 20
— , корни 336
— , движения 25, 88, 163, 165, 166, 189, 198, 200, 202, 205, 209
— , исчезнувшие 34
Континентальность 192
Континентальные границы 337
— массивы 312
— моря 341
— слои, см. Материковые слои
Континентальное полушарие 21
Кора Земли 14, 45, 76, 210, 223, 230, 231, 277, 292
— , движения 197, 198, 202
— , деформация 167, 176
— , изменения 210
— , мощность 87
— , напряжения 185, 186
— , образование 45
— , охлаждение 148
— , плотность 33, 88
— , прочность 27
— , радиоактивные элементы 101
— , сжатие 184
— , силы, действующие в коре 203
— , сокращение 32, 182
— , состав 76, 100
— , строение 231, 241, 245, 314, 334
— , температура 94, 109
— , тепло 184
Корни гор 32
Коэфициент Пуассона 11, 54, 65, 69, 217, 226, 231, 243, 358, 370
— температуропроводимости почв 112
Кремний 81, 179
Кривая времени пробега сейсмических волн, см. Годограф
— «время — расстояние», см. Годограф
Кристаллизация 45, 147, 148, 156, 162
— поверхностных слоев 398
Кристаллические слои 157, 329, 339, 368
Кристаллическое состояние 12
Крутильные колебания 378

Лава 75, 82
— , радиоактивность 150
— , температура 83
Лавовые пласты, температура 140
— — , температурный градиент 140
Лавразийский массив 209
Лакколиты 83
Ламэ, константа сжатия 217, 358, 364
Ледники, мощность 224
Ледниковые антициклоны 191
— периоды 196
Ледниковый период плейстоценовый 190, 194, 199
— покров (шапки) 22, 27, 39, 169, 180, 224, 327
— — , всеобщее похолодание 191
— — , нагрузка (воздействие) 319
— — , мощность 327
— — , скорость волн (во льду) 224
Линия геодезическая 356
Литосфера 14, 15, 25, 27, 32, 45, 50, 51, 76
— , деформация 39
Литофильные элементы 179
Логарифмический декремент колебаний 378
Луна 403
— , движение 164
— , орбита 403
— , происхождение (образование) 25, 46, 177
— , расстояние от Земли 403

Магма 50, 77, 82
Магматические очаги 87
— расплавы 41
— циклы 188
Магнетизм 89, 150
Максимальная точка плавления 156
Масса Земли 402
— , единицы 403
Массы, движение в Земле 180
Материковые слои (структура земной коры) 15, 23, 37, 38, 76, 178, 316, 331, 332—335, 361, 369, 397, 399
Мегабар 404
Мегадина 404
Межледниковые периоды 190
Мезосфера 70
Металлы 81, 178

Метаморфизм 139
— нагрузки 36
Метаморфические породы 76
Метеориты 46, 90, 100
— ахондритовые 98
— , возраст 47
— , железо в метеоритах 98, 152
— каменные 94, 98
— , классификация 94
— , радиоактивность 152
— , состав 92, 98
— стекловидные 97
— , стекловидное вещество в метеоритах 97
— , химический состав 92, 93, 99
Микросейсмы 380
— , при температурах ниже точки замерзания 168
Миллибар 404
Миллигал 403
Миля 403
— морская 403
Минералы, образующие породы 77
— , сжимаемость 57
Миссури, строение земной коры 243
Модуль объемной упругости (всестороннего сжатия) 53, 57, 62, 217, 245, 335, 358, 371, 385
— сдвига, см. Жесткость
Момент инерции 402
Мосты из суши 205
Мохоровичича граница 245, 275, 277, 278, 279, 292, 336

Наклон (отклонение от отвеса) 167, 168
— , вызванный давлением 366
Наклонение эклиптики 193, 194
Напряжение (деформация) 217, 309, 359, 373, 378, 384
Напряжение 217, 359, 373
— в Земле 186
— горообразования 166
— нормальное 359
— , передача 175
— сжатия 175
— тангенциональное 359
Недра Земли 11, 12
Несжимаемость (объемная упругость) 53
Нефтяные месторождения, температурный градиент 137
Никелистое железо 92, 100
Новая Англия, строение земной коры 242
Нормальное напряжение 359
Нормальные землетрясения 304, 326
Нутация полюсов 75
Ньютонова константа силы тяжести 342

Оболочка 11, 14, 15, 88, 147, 178, 210, 245, 278, 292, 397
— , разрыв непрерывности первого порядка 279
— , скорость распространения волн 280
— , токи (течения) в оболочке 184
Образование волн 245
— — , скорость 220, 227, 278
— Земли 147
Океан 22, 314
— Атлантический 21, 317, 325, 332, 333, 336, 397
Океан Атлантический , глубина 20, 21
— — , границы 334
— — , дно 15
— — , изменения 205
— — , изменение течений 192
— — , впадины 26
— Индийский 21, 307, 332, 333, 338, 397
— — , образование 180
— — , уровень 199
Океан Тихий, см. Тихий океан, бассейн
— — , строение 330, 332
Океанические бассейны 336
— впадины 26
— острова 22
— приливы (трение) 381
Оледенение 189, 195, 201
— , плейстоценовое 38
Оползающие площади 375
Опускание (оседание) 38, 139
Орогения 29, 185, 203
Орогенические периоды 186
— циклы 177, 183
Осадки (отложения) 150, 151, 335, 361, 380
— , плотность 33
— , температурный градиент 137
Осадочные породы 22, 76
— — , слои 241, 242, 323, 327
— — , нагрузка 319
Основная прочность 384
Остров Пасхи 23, 315
Островные дуги 315
Остывание Земли 50, 141, 142, 147, 156, 162, 170, 181, 185, 398
Ось Земли (смещение) 162, 197
Ответвление потоков 204
Отклонение, см. Наклон

Отражение 282
— волн P_cP 286
— продольных волн 337
Отраженная энергия волны 329
— — волн в ядре 289
Охлаждение (всеобщее похолодание) 191

Палласит 95
Пангеа 21
Первоначальное движение в землетрясениях 310
Перемещение жизни на Земле 205
Перигелий 193
Перидотиты 41, 49, 150
Периоды волн поверхностных 244
— , изменение с расстоянием 380
— тектонической активности 152
Перисфера 76
Пироксенит 82
Планетезимали 24, 50
Пластическая деформация 13, 169, 174, 177, 183, 205, 311, 339, 373, 375, 377, 381, 382, 384, 392, 400
— — при восстановлении первоначального положения 386, 391
Пластические процессы 181
Пластичность 89, 386
Плато-базальты 42, 86, 100, 150
— — , состав 86
Плейстоценовое оледенение 190, 398
Плотность 13, 40, 42, 50, 309, 358, 360
— вещества центра Земли 89
— в Земле 344, 347, 354, 399
— горных пород 43
— — — на поверхности 22
— Земли, значение 88, 342, 344
— земной коры 33, 88
— изверженных пород 87
— осадочных пород 33
— стекла (эквивалентного состава) 43
Плутонические землетрясения 275
— теории 180
Поверхностные волны 15, 244, 331, 336, 380
— — , скорости 246—249, 331, 335
— — , поперечные 244, 332
Поверхность, плотность горных пород 22
— , слои 219, 231, 380
— , кристаллизация слоев 398
— , уровень 30
— уровня 350
Повторные толчки 311
Поглощение волн 333
— радиации 192
Подвижность материала при складкообразовании 176
Подводные каньоны 38, 39, 327
Подкоровый слой 85
Подкоровые течения 147, 152, 155, 167, 168, 180, 184, 208, 210, 398, 400
Поднятия 33, 38, 183, 203, 319
— послеледниковые 169, 391
Покровы вулканических горных пород 22
— осадочных горных пород 22
Ползучесть 174, 181, 374, 375, 390
Полюса, движение 39, 162, 164, 170, 188, 189, 197, 198, 360, 363, 364, 392
Полюсобежная сила 165, 170, 197, 208
Поперечные волны 69, 75, 217, 333
— — , скорости 231, 246, 250, 254, 256, 265, 266, 267, 281
Пористость 65
— горных пород 61
Послеледниковые поднятия 391
Почва, коэфициент температуропроводности 112
— , температура 111, 113
Пратта теория 175
Прецессия 75, 353
— , константа 348, 349
— равноденствия 403
Приливное трение 170, 210, 381
Приливные силы 75, 164, 166
Приливы 170, 360, 363, 390, 392
Приливы в теле Земли, вызывающие деформацию 168
Проблемы неразрешенные 16
Продолжительность суток, изменения 185
Продольные волны 69, 70, 217, 275, 327, 380
— — в ядре 291
— — , скорости 220, 223, 232, 279, 281
Промежуточные землетрясения 304, 308, 311, 326, 401
— слои 71, 242, 336
Промерзание почвы 170
Процессы упругие 393
Процессы радиоактивные 398
Прочность (упругое сопротивление) 13, 25, 27, 28, 34, 39, 50, 176, 180, 181, 186, 205, 311, 318, 373, 381, 393
— в Земле 383, 399
— в оболочке 386, 390
— материала 383, 398, 400
— основная 384

Псевдорелеевские волны, скорости 245, 268, 269, 270, 272, 273
Пуаза 279, 385, 404
Пуассона коэфициент 11, 54, 61, 217, 226, 231, 243, 358, 370
Путь Северного полюса 189, 190

Радиан 404
Радиация 111, 193, 195
— , поглощение 192
— Солнца 192
Радий 149, 150
Радиоактивное вещество 148, 149, 155
Радиоактивность 101, 109, 142, 152, 211
— горных пород 36
Радиоактивные процессы 151, 166, 187, 188, 209, 210, 398
— элементы 150, 178
Радиус Земли 344, 402
— — , уменьшение (сжатие Земли) 185
Радо, преобразование 348, 350, 352
Развитие Земли 173
Разделение континентов 206
Разрыв 175, 311, 381, 384, 402
Разрывы непрерывностей свойств 75, 242, 277, 280, 281, 330, 336, 347, 397
Разрыв второго порядка 280, 281
— первого порядка (в оболочке) 280
— (граница) Дама 286
— — Мохоровичича 336
— — Репетти 282, 285, 292
Расплавление 76
Расплавленный (термин) 12
— материал 368
Расстояние от Земли до Солнца и Луны 402, 403
Растяжение 359
Расширение 359
— Земли 185
Регрессия 184, 199
Релеевские волны 244, 268, 332, 333
— — , скорость 332
Релаксация 386, 391
Репетти граница 282, 285, 292
Роша закон 347
Рудные месторождения 81
Рудообразующие элементы 100

Сан-Андриасский сброс 204
Сбросы 198
— активные 376
— , вызывающие землетрясения 310
Сверхпроводимость 151
Сдвиг 359
— , движение на большой глубине 311
Сдвиг, напряжение при сдвиге 54, 389
Северный Ледовитый океан (бассейн) 330, 332, 333, 334, 397
Северный полюс, путь 190
Сейсмическая деятельность 323
Сейсмические волны, скорость 332
— данные 27, 323
— методы разведки 327
Сжатие в ядре
— и разрежение (расширение) 309, 359
— , напряжения при сжатии 186
— под влиянием тепла 187, 188
— при образовании Альп 186
— , теория (контракционная) 34, 162, 185, 399
Сжимаемость 49, 53, 56, 57, 60, 217, 245, 368, 369
— , измерение 55
— , — горных пород 61, 63, 64
— при высоком давлении 64
— — — — и высокой температуре 66
— стекловидных горных пород 67
Сиаль 14, 24, 25, 32, 37, 46, 49, 51, 200, 319
— , плотность 44
Сидериты 95
Сидеролиты 95
Сидерофильные элементы 178
Сила, единицы 404
— смещения на запад 206
— тяжести 180, 199, 317, 342, 349, 402
— — , абсолютная 343
— — , аномалии 26, 28, 87, 138, 169, 182, 306, 308, 319, 320, 322, 324, 338, 339, 391, 401
— — в Вест-Индии 321, 322
— — в Земле 344, 354, 399
— — в Ост-Индии 308, 320
— — в Центральной Америке 322
— — , максимальная 345
Силы 176, 209, 401
— в земной коре 161, 203
— , действие (эффект) 170
Сима 14, 24, 32, 46, 51, 200, 319
Скандинавия, поднятие 27
Складчатость 176
Скорости упругих (сейсмических) волн 53, 68, 151, 201, 220, 223, 227, 232, 242, 278, 327, 358, 369, 397

Скорости упругих (сейсмических) волн в горных породах 227
— — — — — в оболочке 280
— — — — — в ядре 289, 291
— — — — , влияние упругости 218, 245, 279, 358
— — — — поверхностных 246, 249, 331, 335
— — — — поперечных 231, 234, 281, 322, 359
— — — — продольных 220—223, 232, 279, 281
— — — — Релея 332
Скорость волн S 120, 123
— — P 232, 281
— — P^1 288
— — при взрывах 228
— , единицы 403
Слои 333, 336, 337
— , базальтовый 241
— , гранитный 241, 242, 336, 337, 361, 369, 371
— , континентальные 333, 361, 397
— , кристаллические 157, 230, 241, 339
— , осадочные 241, 242, 323, 327
— — нагрузка 319
— поверхностные 380
— промежуточные 242, 336
— , процесс разделения 147
— стекловидные 157, 399
Смещение 202, 217
Солнечная радиация 192
Солнечное тепло 112
Солнце, расстояние от Земли 402
Сопротивление на разрыв (разрушающее) 172, 178, 373, 381, 384, 393
— на раздавливание 384
— упругое, см. Прочность
Состав Земли (наружных оболочек земной коры) 50, 76, 98, 179
— метеоритов 98
Спайность 47, 49
Средне-Атлантический вал 23, 325, 337
Стекло, вязкость 49
— , плотность 43
Стекловатые горные породы 67
Стекловидная оболочка 88
Стекловидное вещество 13
Стекловидные метеориты 97
Стекловидный слой 41—44, 72, 85, 157, 329, 339, 359, 368
— субстрат 140
Стратосфера 179
Структура альпийская 324, 326, 335, 336
— атлантическая 315
— Вест-Индии 316
— земной коры 231, 241, 334
— Калифорнии 242, 243
— континентальная 317, 335
— Миссури 243
— Новой Англии 242
— океаническая 330, 332
— различных областей 242
— тихоокеанская 315, 316
Структурные единицы (типы) 314, 322, 335
Субстрат 14, 42
Субстрат, базальтовая зона 88, 140, 185, 230

Тангенциальное напряжение 369
Тахилиты 49
Тектиты 96
Тектогенез (первичный и вторичный) 183
Тектоническая активность 308
Тектонические землетрясения 275, 304
— процессы 374, 376
Текучесть 50
Температура 11, 25, 36, 37, 41, 50, 74, 147
— внутри Земли 158, 399
— в земной коре 84, 109
— в пластах лав 140
— в скважинах 113
— горных пород 110
— , изменение в истории Земли 188
— лав 83
— наблюденная 109, 141
— почв 111, 113
— , разница 154
— центра Земли 158
Температурная кривая 114
Температурный градиент 35, 84, 115—125, 126—130, 137, 138, 140, 142, 158, 404
— — в осадочных отложениях 137
Температурное отставание 114
Теневая зона 285, 287, 288, 329
Теория течений 208
— Эри 175
Тепло, источники 109
— , вытекающее из недр Земли 36
— , получаемое во время лета 195, 196
Тепло, поток 112
— радиоактивного происхождения 151

Тепло, содержащееся в коре 184
— , теряемое при вулканических процессах 155
Тепловая энергия 110, 209
Тепловой поток через поверхность Земли 149, 152
Тепловые процессы 211
Теплоемкость, удельная 148
Теплообразование в горных породах 150
Теплопроводность 84, 109, 111, 139, 148, 151, 153, 154, 158, 167
Теплота плавления (точка плавления) 157
— сжатия (термическое сжатие) 187
Термическая конвекция 45, 46, 321
Термический градиент 33, 37, 50, 101, 111, 115—130, 137, 139, 142
Течение, подкоровое 181, 184, 203, 208, 210, 298, 359, 400
Тихий океан, бассейн 14, 21, 26, 178, 243, 314, 316, 326, 329, 330, 332—334, 336, 361, 369, 397, 401
— — , берега (береговая линия) 34
Тихоокеанская область горных пород 335
Тихоокеанский пояс землетрясения 308
Токи конвекционные 209, 398
— в оболочке 184
Топография 20, 315
Торий 149, 150
Точка плавления 12, 84, 85, 147, 156
— — , максимальная 156
— замерзания 168
Трансгрессии 177, 184, 199
— морей 22
Трение внутреннее 164, 374, 377, 386, 387, 391, 393
— приливное 170, 186, 189, 210, 381
Третичные горные хребты (образование) 187
Трехосность (Земли) 39, 40

Угловая скорость вращения Земли 402
Удельная теплоемкость 148
Узловые линии 310
Упругие волны 217, 379
— — , скорость 218
— константы 11, 53, 57—59, 225, 293, 335, 358, 399
— — , данные 57—59
— — , определение 53, 54
— процессы 396
Упругое сопротивление, см. Прочность
Упругость нелинейная 374
Уравнение Бэйтмана-Нотта 276
Уровень без деформации 162
— земной поверхности 177
— изостатической компенсации 15, 166
— равного давления 87
Устойчивая вязкость 377

Фаренгейта градус 404
Фатом, единица 403
Фокальная зона 285, 287
Фокус (очаг) землетрясения 275
Фокуса глубина 87, 175, 241, 274, 275, 277, 305, 310
Формации, возраст 48
Фут 403

Халькофильные элементы 178, 197
Химия (химический состав) земной коры 79, 80
Химические процессы в земной коре 166, 178
Химический состав метеоритов 92, 93
Хондриты 95, 98
Хондры 94, 95

Центральная Америка, районы больших аномалий силы тяжести 322
Центробежная сила 164
Центробежное ускорение у экватора 343
Центросфера 76
Циклические движения в Земле 181

Чандлер-эйлеровское движение полюсов 163, 364
Частота уровней 314

Широта, изменения по широте 164
Шкала геологического времени 47

Эйлеров период 143, 362
Экватор, центробежное ускорение 343
— (геоида) 39
Эклиптика (наклонение) 193, 194
Эклогит 49
Эксцентриситет земной орбиты 193, 402
Эластичновязкость 386
— , атомные свойства 179
— в Земле 179
— земного магнетизма 321
— изверженных пород 80

Элементы 398
Электропроводность 151, 309, 397
Эллипсоид международный 344
Эллиптичность 343, 346, 348, 349, 353, 354, 356, 402
— внутри Земли 345, 349
Энергия отраженная 329
— тепловая 110, 209
Эпейрогенические движения 176
Эпейрофорез 203
Эпицентры глубоких землетрясений 323
— — — , распределение 323
Эрг 404
Эрозия 169, 180

Ядро Земли 12, 15, 40, 51, 89, 100, 102, 178, 188, 210, 245, 278, 292, 354, 393, 397, 399
— — , волны отраженные 286, 288
— — , вязкость 392
— — , глубина перехода 285
Ядро Земли, дифракция (на границе ядра) 287
— — , жидкое состояние 360, 367, 399
— — , коэфициент Пуассона 371
— — , модуль объемной упругости 370
— — , — сдвиг (жесткость) 360, 367
— — , отраженные волны 289
— — , плотность 89, 347, 348
— — , поперечные волны 290, 291, 292, 360
— — , продольные волны 261
— — , радиус 14, 403
— — , распределение скорости 289
— — , сжатие 188
— — , скорость волн 291
— — , состав и свойства 287
— — , устойчивость 369
— — , эллиптичность 347
Японская область землетрясений 305

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 5
Введение 11
Литература к введению 17

Глава I. **Фактические данные и выводы из полевых геологических наблюдений** 19
Общая топография земного шара 20
Состав и протяжение видимых участков суши 21
Выводы 24
Деформация литосферы 25
Необоснованные гипотезы о деформации 38
Данные, полученные на основании изучения изверженных пород 40
Шкала геологического времени 47
Основные выводы 48
Литература к главе I 51

Глава II. **Упругие свойства пород, слагающих земную кору** 53
Сжимаемость минералов 53
Сжимаемость горных пород 60
Модуль сдвига и коэфициент Пуассона 67
Скорости сейсмических волн, вычисленные по коэфициентам упругости 69
Литература к главе II 72

Глава III. **Земная кора и её отношение к внутренним частям Земли** 74
Кора Земли 76
Вулканическая деятельность 82
Температура лав 83
Кристалличность земной коры 84
Базальтовый слой 85
Плотность 88
Магнетизм 89
Метеориты 90
Литература к главе III 102

Глава IV. **Температурные наблюдения в земной коре** 109
Главные источники тепла 109
Второстепенные источники тепла 109
Альбедо Земли и ее излучательная способность 110

Периодические тепловые потоки, идущие в глубь Земли и выходящие к земной поверхности 112
Температурные наблюдения ниже уровня воздействия солнечного тепла 113
Температурные градиенты в осадочных напластованиях 137
Температурные градиенты в породах основания 138
Температурные градиенты в пластах лавы 140
Выводы 141
Литература к главе IV 143

Глава V. **Остывание Земли и её внутренняя температура** 147
Литература к главе V 158

Глава VI. **Силы, действующие в земной коре** 161
Литература к главе VI 171

Глава VII. **Гипотезы о развитии земной коры** 173
Наблюдения и «законы» 174
Гипотезы о ранней истории Земли 177
Гипотезы, основанные на подкоровых течениях 180
Теория сжатия (контракционная теория) 185
Изменения климата и движения полюсов 188
Движения больших частей земной коры по отношению друг к другу 202
Выводы 210
Литература к главе VII 211

Глава VIII. **Внутреннее строение Земли по сейсмическим данным** . 217
Сейсмические данные о верхних слоях земной коры 219
Скорости распространения поперечных волн в верхних слоях земной коры 231
Анализ структуры земной коры на основании сейсмических наблюдений над близкими землетрясениями 231
Данные, полученные в результате изучения поверхностных волн 244
Сейсмические данные о строении Земли между нижней границей земной коры и наружной границей ядра 245
Изучение глубоких землетрясений 275
Зависимость скорости от глубины 276
Строение каменной оболочки 278
Заключения относительно характера и глубины перехода к ядру 285
Заключения относительно земного ядра 287
Литература к главе VIII 293

Глава IX. **Данные, основанные на изучении глубоких землетрясений** 304
Географическое распределение 304
Сопоставление с другими явлениями 308
Механизм 309
Выводы 311
Литература к главе IX 312

Глава X. **Строение земной коры. Континенты и океаны** 314
Геологические данные 315
Данные, полученные в результате измерения силы тяжести . . . 317
Геотермические и магнитные данные 321
Сейсмические данные 323
Выводы 334
Литература к главе X 339

Глава XI. **Плотность, сила тяжести, давление и эллиптичность в недрах Земли** 342
Средняя плотность Земли 342
Сила тяжести и давление внутри Земли 344
Эллиптичность внутри Земли 345
Плотность внутри Земли 347
Уравнения Клеро и Радо 349
Числовые данные 353
Литература к главе XI 356

Глава XII. **Константы упругости в недрах Земли** 358
Жесткость (модуль сдвига) 359
Сжимаемость и модуль объемной упругости 369
Модуль упругости Юнга 370
Коэфициент Пуассона 370
Выводы 371
Литература к главе XII 371

Глава XIII. **Вязкость, прочность и внутреннее трение в недрах Земли** 373
Нелинейная упругость и ползучесть 374
Внутреннее трение 377
Прочность и разрушающее напряжение 381
Пластическая деформация 385
Выводы 393
Литература к главе XIII 394

Заключение 397

Приложение. **Часто употребляемые константы** 402

Предметный указатель 405

Редактор *Л. Балашов.*
Технический редактор *Б. Викторов.*
Корректор *К. Иванова.*

***

Подписано к печати 29/VII 1949 г.
А-08087. Печ. л. 26 1/8. Уч.-издат. л.
28,8. Формат 60 × 92 1/16. Издат.
№ 5/83. Заказ № 127. Цена 29 руб.

***

2-я типография «Печатный Двор»
им. А. М. Горького Главполиграф-
издата при Совете Министров СССР.
Ленинград, Гатчинская, 26.