

ГЛАВА 2 ГРАВИМЕТРИЯ

«Тяжим образом, изложенная нами теория находилась уже в соответствии и с малыми-выми измерениями силы тяжести и с наблюдательными измерениями Кюпитера; если, кроме этого, геодезические измерения, которые мы ожидали от перуанской экспедиции, дадут, по соотношению их с нашими измерениями в Лапландии, для скатия Земли величину меньшею, чем 1/230-я, то эта теория получит подтверждение во всей возможной полноте, так что закон всемирного тяготения, уже столь предрасположенный к соответствию с движениями планет, окажется в таком же соответствии и с фигурами этих небесных тел».

Алексис Клеро,
«Теория фигуры Земли»,
основанная на началах гидростатичности».

2.1. СТАНОВЛЕНИЕ ГРАВИМЕТРИИ

Гравиметрия является обширной областью геофизики. Гравитационное поле Земли отражает характер распределения масс в недрах нашей планеты и тесно связано с формой Земли. Прикладное значение гравиметрии велико. С одной стороны, гравиметрия связана с формой Земли и, таким образом, с геодезией, а последняя — с топографией. С другой стороны, гравитационное поле определяет внешнюю баллистику Земли, значение которой в космический век не требует комментариев. В таком широком понимании гравиметрия (наука о гравитационном поле и фигуре Земли) является древнейшей геофизической дисциплиной.

О том, что Земля шарообразна, догадывались еще в глубокой древности, а первое определение радиуса Земли было выполнено ученым из Александрии Эратосфеном примерно в 235 г. до н. э. Однако, естественно, гравиметрия как наука не могла развиваться, пока не был открыт закон всемирного тяготения. Ньютон в третьей части «Математических начал натуральной философии» излагает теорию фигуры Земли, основанную на законе всемирного тяготения. Ньютон первым понял,

что из-за вращения Земли ее фигура должна быть не сферой, а эллипсоидом вращения. Следовательно, Земля сплюснута у полюсов и растянута в экваториальной воле. Ньютон впервые вычислил скатие Земли:

$$\alpha = \frac{a-b}{a}, \quad (8)$$

где a — экваториальный радиус, b — полярный радиус планеты. Правда, число, которое он получил, $\alpha = 1/230$, было еще весьма неточным. Современное значение скатия Земли определено с большой точностью и равно $\alpha = \frac{1}{298,25}$.

Интересно отметить, что вывод Ньютона о скатии Земли оспаривался многими учеными, в числе которых был и знаменитый французский астроном Ж. Д. Кассини. В связи с этим в середине XVIII в. Французской академией наук были организованы экспедиции для выполнения градусных измерений под различными широтами. В результате проведенных измерений было доказано, что фигура Земли представляет собой сплюснутый сфероид с полярной осью, примерно на 20 км меньшей экваториальной оси. Точка зрения Ньютона о сферондальности фигуры Земли получила экспериментальное подтверждение и таким образом восторжествовала.

Современная гравиметрия ведет свое начало от замечательной работы французского математика Клеро «Теория фигуры Земли», основанная на началах гидростатичности, опубликованной в 1743 г. Основываясь на законе всемирного тяготения, Клеро строго показал, что ускорение силы тяжести на поверхности земного сфероида как функция широты изменится по простому закону

$$g = g_0 (1 + \beta \sin^2 \varphi), \quad (9)$$

где φ — широта места, g_0 — ускорение силы тяжести на экваторе, $\beta = \frac{5}{2} q - \alpha$, α — скатие, $q = \frac{\omega^2 a}{g_0}$ — отно-

шение центробежной силы к силе тяжести на экваторе, ω — угловая скорость вращения Земли, a — ее большая полуось. Теорема Клеро, заключенная в формуле (9), приводит к совершенно новой постановке в вопросе о фигуре Земли. Она позволяет определить скатие α независимо от определения геометрических элементов путем градусных измерений. Согласно теории

Кгера, чтобы определить сжатие планеты α , достаточно определить гравитационное поле на ее поверхности. Следовательно, гравитетрия как геофизическая дисциплина научает силу тяжести и ее распределение по поверхности Земли и определяет фигуру Земли по известному распределению силы тяжести.

Дальнейшее развитие гравитетрии (или, как ее чаще называют, теории фигуры Земли) было связано с трудами английского физика Стокса и советского геофизика чл.-корр. АН СССР М. С. Молоденского. Значение гравитетрии для изучения внутреннего строения планет огромно. Для планет пока сейсмические данные отсутствуют. Однако многие планеты имеют естественные спутники. Наблюдения за естественными спутниками позволяют получить сведения о гравитационном поле планеты и, таким образом, указания о распределении масс в недрах планеты и ее сжатии. Данные о гравитационном поле планет совместно с знанием их средней плотности являются единственными наблюдательными данными о планетах, которые используются при построении моделей их внутреннего строения. В этом разделе мы вынуждены привести некоторые основные формулы. Эти формулы, по существу, элементарны и сколь бы ни было красочно изложение без использования основных соотношений, оно в лучшем случае лишь создаст иллюзию понимания существа дела.

2.2. ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ И ФИГУРА ЗЕМЛИ. МОМЕНТ ИНЕРЦИИ ЗЕМЛИ

Если бы Земля представляла собой точную сферу, в которой распределение плотности зависело бы только от радиуса, $\rho = \rho(r)$, т. е. было бы сферически-симметрично, то внешний гравитационный потенциал Земли имел бы исключительно простой вид¹⁾

$$V = \frac{GM}{r}, \quad (10)$$

¹⁾ В физике потенциал (потенциальная энергия единицы массы) определяется из условия, что напряженность равна градиенту потенциала со знаком минус. Потенциал, определенный согласно (10), обычно именуется силовым функцией. Однако, придерживаясь обозначений, принятых в математической и геофизической литературе, мы будем пользоваться определением потенциала без знака минус.

где r — расстояние от центра сферы, G — гравитационная постоянная, M — масса планеты. Гравитационный потенциал или гравитационная потенциальная энергия имеют тождественный смысл и математически описывают гравитационное поле. Реальная Земля близка к сфере. Она отклоняется от сферы на одну трехсотую. Поэтому основная часть внешнего гравитационного поля Земли дается выражением (10). Отклонение внешнего гравитационного поля Земли от ньютоновского потенциала мало — порядка одной трехсотой и меньше. Несмотря на это, оно заслуживает рассмотрения, так как содержит ценную информацию о небольших флуктуациях плотности в земных недрах, разностях моментов инерции Земли относительно ее главных осей и об отклонении земных недр от состояния гидростатического равновесия. До запуска ИСЗ за счет наземных измерений удалось определить первый поправочный член J_2 к ньютоновской части гравитационного поля (10). В результате внешнее гравитационное поле Земли представлялось формулой

$$V = \frac{GM}{r} \left[1 - \left(\frac{a}{r} \right)^2 J_2 P_2(\cos \theta) \right], \quad (11)$$

где a — экваториальная полуось,

$$J_2 = \frac{C - A}{M \cdot a^2}, \quad (12)$$

гравитационный момент

$$P_2(\cos \theta) = \frac{3}{2} \cos^2 \theta - \frac{1}{2} \quad (13)$$

— второй полином Лежандра, C — момент инерции относительно полярной оси, A — момент инерции относительно экваториальной оси, θ — полярный угол, равный расстоянию широты до $\frac{\pi}{2}$, $\theta = \frac{\pi}{2} - \varphi$. Современное значение J_2 равно $1082,65 \cdot 10^{-6}$. Таким образом, величина J_2 , характеризующая отклонение гравитационного поля реальной Земли от сферически-симметричной части (10), как и должно быть, оказалось по величине порядка сжатия Земли, равного одной трехсотой. Соответственно сжатие земного офероида с простым образом связано с J_2 , угловой скоростью вращения Земли ω , полной

Массой M и экваториальным радиусом a :

$$\alpha = \frac{3}{2} J_2 + \frac{1}{2} \frac{a^2 \alpha^2}{G \cdot M}. \quad (14)$$

Если бы вся Земля была покрыта мировым океаном и поверхность его не возмущалась ветровыми волнами и приливами, то форма Земли совпала бы с фигурой земного сфероида.

Для проблемы внутреннего строения Земли первоначальный интерес представляет величина среднего момента инерции

$$I = \frac{C + 2A}{g}, \quad (15)$$

которая совместно со значением средней плотности

$$\rho_0 = \frac{3M}{4\pi a^3} \quad (16)$$

и данными сейсмологии позволяет определить распределение плотности в недрах Земли.

Чтобы определить I , необходимо знать наряду с J_2 (12), еще какую-либо величину, так или иначе связанную с моментами инерции C и A . Из чисто гравиметрических измерений определить еще одно соотношение между моментами инерции C и A не удается. Но здесь на помощь гравиметрии приходит астрономия, методы которой позволяют определить постоянную прецессии земной оси

$$H = \frac{C - A}{G} = 0,0032732.$$

Распределение плотности в недрах планеты существенно влияет на средний момент инерции I (15) и, наоборот, значение I , определенное экспериментально, существенно контролирует распределение плотности при модельных расчетах. Рассмотрим случай однородной модели — планеты с постоянным распределением плотности. Подсчитать момент инерции однородной сферы не составляет труда. В результате имеем

$$I^* = \frac{I}{MR^2} = 0,4. \quad (17)$$

Итак, мы приходим к простому, но важному выводу, что в случае планеты постоянной плотности ее

безразмерный момент инерции I^* равен 0,4. Легко убедиться путем непосредственных численных расчетов, что при росте плотности в недрах планеты от периферии к центру величина I^* будет принимать значение, меньшее 0,4. Наоборот, если в планете происходит уменьшение плотности с глубиной, то значение I^* будет превосходить предельное значение, равное 0,4. Для Земли значение I^* согласно наблюдениям равно 0,3315. Это соответствует весьма существенной концентрации массы в центральные области планеты. В недрах планеты действуют заметные гравитационные поля, и если в силу тех или иных причин при эволюции планеты в ее недрах возникают зоны пониженной плотности под областью большей плотности, то возникают мощные архимедовы силы, стремящиеся поменять места эти области. В таком случае говорят, что в планете нарушено состояние механического равновесия. Поэтому плотность является возрастающей функцией глубины и ее возрастание происходит за счет сжатия под влиянием давления вышележащих слоев, за счет роста с глубиной концентрации тяжелой компоненты и иногда из-за уплотнения при фазовых переходах при высоких давлениях.

В глубинных недрах существуют и процессы, приводящие к понижению плотности. Основные из них: разорев (повышение температуры), плавление, частичное или фракционное плавление с выделением компонентов с меньшей плотностью, например, выделение базальтовых магм в недрах Земли и Луны. Как правило, однако, процессы, приводящие к понижению плотности, менее эффективны, чем причины, заставляющие расти плотность с глубиной. Внешним проявлением того факта, что в глобальном масштабе плотность увеличивается с глубиной или в случае малых тел остается почти постоянной, является условие $I^* \leq 0,4$.

Исследованием гравитационного поля Луны с помощью искусственных спутников Луны позволило определить ее безразмерный момент инерции

$$I^* = 0,392 \pm 0,003.$$

Этот фундаментальный результат указывает, что плотность Луны примерно постоянна. С физической точки зрения этот вывод представляется естественным: давление в центре Луны не превосходит 50 000 атм, а увели-

чение плотности за счет давления достигает всего нескольких процентов.

Интересно вспомнить историю определения I^* для Луны до запуска вокруг нее искусственных спутников. Около пятнадцати лет назад известный американский астроном Эккарт предпринял попытку определить I^* для Луны путем детального анализа либрационных колебаний Луны при ее орбитальном движении вокруг Земли. Он получил значение I^* , заметно превосходящее предельную величину 0,4. Работа Эккарта послужила поводом к предположению об аномальном распределении плотности в недрах Луны, именно к ее заметному падению с глубиной.

Такой странный, но эффектный результат противоречит здравому смыслу и заставлял думать, что результат Эккарта является ошибочным. Как мы знаем, эти опасения оправдались, и в настоящее время значение величины I^* для Луны не вызывает каких-либо недоумений.

2.3. ВНЕШНЕЕ ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ ПО ДАННЫМ ИСКУССТВЕННЫХ СПУТНИКОВ ЗЕМЛИ

До запуска спутников внешнее гравитационное поле Земли описывалось простой двучленной формулой (11). Было бы несправедливым думать, что гравитационное поле нашей планеты столь просто. В действительности простота гравитационного поля Земли была связана с тем, что не удавалось покрыть Землю детальной сетью гравиметрической съемки, которая позволила бы выявить другие поправки к основной, Ньютоновской части поля (10).

В общем случае гравитационный потенциал любого гравитирующего космического тела — планеты, спутника или звезды — может быть разложен по сферическим функциям. Сферические функции выступают на сцену всегда, когда решается какая-либо задача для сферы или тела, форма которого близка к сфере. Они представляют собой определенным образом сгруппированные суммы из косинусов и синусов от угловых переменных: полярного расстояния (или широты) и долготы. Сферические функции являются так называемыми собственными функциями для сферы, и поэтому столь велико их

значение для геофизикт. При решении той или иной задачи выбор функций, в которых эта задача решается, диктуется соображениями удобства. Собственные функции данной задачи всегда являются наиболее естественными, удобными и простыми.

Так как Земля весьма близка к сфере — почти сфера, то в геофизике практически во всех задачах дело имеет со сферическими функциями. Как мы скажем, гравитационное поле Земли разлагается по сферическим функциям; разложение магнитного поля Земли по сферическим функциям впервые было осуществлено великим немецким математиком Карлом Гауссом в прошлом веке; свободные или собственные колебания Земли также разлагаются по сферическим функциям. Разложение по сферическим функциям называют сферическим анализом. В настоящее время сферическому анализу подвергнут рельеф земной и лунной поверхности, тепловой поток из недр Земли и другие геофизические поля.

Незаметно для себя в этой книге мы уже встречались с первыми сферическими функциями. Как мы знаем, выражение (11) дает первые члены разложения гравитационного потенциала. Следовательно, это есть начало ряда для разложения потенциала по сферическим функциям.

Действительно, самой простой сферической функцией является единица — сферическая функция нулевого порядка. Сферическая функция первого порядка состоит из трех компонент: $\cos \theta$, $\sin \theta \cos \lambda$, $\sin \theta \sin \lambda$ (полярный угол θ и долгота λ — угловые координаты в сферической системе координат). Разложение гравитационного потенциала не содержит компоненты сферической функции первого порядка. Это связано с тем, что мы удачно выбрали начало координат — поместили его в центре масс Земли. Сферическая функция второго порядка P_2 [см. формулу (13)] входит во второе слагаемое разложения потенциала (11). Опять-таки мы в (11) добавились от остальных компонент и таким образом получили более простое и удобное выражение для потенциала за счет удачного выбора осей координат; оси координат совмещены с главными осями инерции планеты. В общем случае сферическая функция l -го порядка содержит $(2l + 1)$ компонент, а разложение

гравитационного потенциала Земли имеет вид

$$V = \frac{GM}{r} \left\{ 1 - \sum_{n=2}^{\infty} \left(\frac{a}{r} \right)^n J_n P_n(t) + \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=1}^n \left(\frac{a}{r} \right)^n P_n^m(t) (A_{nm} \cos m\lambda + B_{nm} \sin m\lambda) \right\}. \quad (18)$$

Здесь r , θ , λ — сферические координаты в точке наблюдений, $t = \cos \theta$, P_n — полином Лежандра n -го порядка (он представляет собой полином n -го порядка относительно $\cos \theta$), P_n^m — присоединенные полиномы Лежандра — полиномы n -го порядка относительно $\cos \theta$ и $\sin \theta$, J_n , A_{nm} , B_{nm} — гравитационные моменты, определяемые экспериментально по траекториям искусственных спутников. Входящие в (18) компоненты сферических функций n -го порядка имеют вид

$$P_n(\cos \theta); P_n^m(\cos \theta) \cos m\lambda; P_n^m(\cos \theta) \sin m\lambda, \quad (19)$$

$$m = 1, 2, 3, \dots, n-1, n.$$

Остальные обозначения в (18) те же, что и в (10) и (11), и являются стандартными.

До запуска спутников в разложении (18) был определен всего лишь один коэффициент J_2 , причем это потребовало проведения огромного количества геодезических и триангуляционных съемок по всей Земле. Сравнительно недавно к возможности определения других коэффициентов разложения земного потенциала относятся весьма скептически. Так, крупнейший геофизик первой половины XX в. Гарольд Джеффрис в своей классической монографии «Земля» писал в 1959 г., что, возможно, коэффициент J_4 будет определен через 20 лет при условии, что темпы астрономо-геодезических работ не будут замедляться. Джеффрис считал, что коэффициент J_3 будет намного меньше, чем J_4 , и поэтому следующим поправочным членом к двухчленному потенциалу (11) будет слгаемое с J_4 . Об этой ошибке Джеффриса мы еще скажем ниже.

Широкое использование искусственных спутников для геодезических целей радикально изменило положение. Наблюдение спутников (в том числе специальных геодезических) при помощи современных оптических и радиолокационных инструментов, а также использование для обработки наблюдений электронных вычис-

лительных машин позволило уже к началу 60-х годов определить примерно 10 ведущих моментов J_n и несолько десятков тессеральных моментов A_{nm} и B_{nm} . Зональные моменты J_n в разложении потенциала (18) вызывали вековые возмущения орбит искусственных спутников Земли. Поэтому для определения J_n использовались сравнительно длинные ряды наблюдений, и они определены точнее, чем тессеральные моменты A_{nm} и B_{nm} , которые вызывали только короткопериодические изменения элементов орбит.

Определение гравитационных моментов с помощью искусственных спутников принадлежит к самым блестящим странникам в истории геофизики, да, пожалуй, и естествознания. Этот результат можно смело поставить в один ряд с такими достижениями, как открытие радиационных поясов и магнитосферы Земли. О том, какие важные выводы следуют из детальных исследований гравитационного поля Земли с помощью искусственных спутников, мы расскажем ниже.

2.4. ОТКЛОНЕНИЕ ЗЕМЛИ ОТ СОСТОЯНИЯ ГИДРОСТАТИЧЕСКОГО РАВНОВЕСИЯ

Такой замечательный геофизик как Джеффрис ошибочно считал, что гравитационный момент J_3 гораздо меньше, чем J_4 , имел для этого веские основания. Он мысленно рассуждал примерно следующим образом. Все свидетельствует о том, что Земля находится в состоянии, близком к гидростатическому равновесию. Колlecтвенные характеристики отклонения Земли от состояния гидростатического равновесия можно получить, изучая разложение земного поля по сферическим функциям (18). Предположим вначале, что Земля находится точно в состоянии гидростатического равновесия. Поставим вопрос: какой вид гравитационного потенциала (18) будет соответствовать сделанному предположению? На это легко ответить. Выражение для потенциала при наличии гидростатического равновесия имеет вид

$$V = \frac{GM}{r} \left\{ 1 - \left(\frac{a}{r} \right)^2 J_2 P_2(t) - \left(\frac{a}{r} \right)^4 J_4 P_4(t) - \dots \right\} \quad (20)$$

т. е. оно содержит только четные зональные моменты J_{2n} , а нечетные зональные моменты J_{2n+1} и все тессеральные моменты A_{nm} и B_{nm} равны нулю. Но это не все. При гидростатическом равновесии величины четных зональных моментов должны очень быстро спадать с ростом n по следующему закону:

$$J_2 \sim \left(\frac{1}{300}\right), J_4 \sim \left(\frac{1}{300}\right)^2, J_6 \sim \left(\frac{1}{300}\right)^3, \dots, J_{2n} \sim \left(\frac{1}{300}\right)^n. \quad (21)$$

Геофизики знали, что Земля находится в состоянии, близком к гидростатическому равновесию. А в этом случае вполне естественно было предположить, что первичный член к первым двум слагаемым в формуле для гравитационного потенциала (11) связан с J_2 . Так расуждало большинство ученых до проведения измерений со спутников. А что показали эти измерения? Они, по существу, дали сенсационный результат, а именно: все гравитационные моменты, начиная с J_2 , примерно одного порядка и равны нескольким единицам, умноженным на 10^{-6} , т. е. все моменты, кроме J_2 , оказываются величинами квадрата сжатия, причем уменьшение моментов с ростом n происходит значительно медленнее, чем ожидалось. Итак, как общий фундаментальный вывод из спутниковых данных, вытекает, что отклонение Земли от гидростатического равновесия порядка квадрата сжатия.

Поясним этот вывод физически более наглядно. Отклонение состояния Земли от гидростатически равновесного означает, что в ней наруду с гидростатическим напряжением — давлением — действуют касательные напряжения. Касательные напряжения можно оценить по порядку величины следующим образом. Отклонение Земли от равновесия на величину порядка квадрата сжатия указывает, что и форма Земли отклоняется от равновесной на величину того же порядка малости. Чтобы получить толщину неравновесного слоя, необходимо квадрат сжатия α^2 умножить на средний радиус Земли R . В результате получается слой толщиной в 70 м. Можно подсчитать, что касательные напряжения в недрах Земли, которые возникают из-за такого слоя, равны нескольким десяткам килограммов на квадратный сантиметр. Детальное распределение напряжений в нед-

рах Земли установить не удастся, так как это очень сложно. Можно только сказать, что напряжения такого масштаба действуют в нижней мантии Земли.

Эти напряжения порядка тех, о которых мы говорили в конце гл. 1 и которые действуют в сейсмоактивной зоне Земли. Так как в нижней мантии землетрясения не происходят, то это означает, что прочность нижней мантии больше, чем литосферы.

2.5. ИЗОСТАЗИЯ

Зная детальную структуру гравитационного поля Земли, усовершенствованную с помощью спутниковых данных, можно построить столь же детально картину отклонений фигуры Земли от равновесной. Мы уже знаем, что эти отклонения порядка квадрата сжатия земного сфероида, а в линейной мере — порядка десятков метров.

Здесь уместно будет разъяснить более подробно терминологию, принятую в геофизике, в той ее части, которая касается фигуры и гравитационное поле Земли и которую мы только вскользь затронули в этом разделе.

Топографическая поверхность Земли крайне нерегулярна. Поэтому в геофизике под фигурой Земли подразумевают некоторую условную поверхность, близкую к поверхности реальной Земли. Если бы Земля была жидкой вращающейся планетой, то для определения ее фигуры достаточно было бы знать выражение внешнего потенциала силы тяжести (геопотенциала) W , который складывается из гравитационного потенциала V (18) и центробежного потенциала, обусловленного вращением Земли. Тогда поверхность Земли была бы уровнем той поверхности, и ее уравнение определилось бы обычным образом: $W = K_0$, где K_0 — значение внешнего потенциала на поверхности планеты. При этом определении фигура планеты связывается с такими физическими параметрами, как распределение масс внутри планеты и ее угловая скорость вращения. Поэтому, хотя Земли не находится в гидростатическом равновесии, в геофизике фигура Земли определяется с помощью условия $W = K_0$; эта фигура именуется геолодом. Три четверти поверхности Земли покрыто океаном. Естественно, невозмущенная ветровыми течениями поверхность океанов

совпадает в точности с поверхностью геоида, а на skute геоид располагается под поверхностью континентов. Как мы подробно говорили выше, гравитационное поле и соответственно потенциал складываются из слоев, заметно различающихся по своей величине. В связи с этим потенциал W разделяют на две части: на главную и поправочную. Главная часть содержит ньютоновский потенциал, первый поправочный член, пропорциональный J_2 (11), и центробежный потенциал; она называется нормальным полем W_0 ; поправочная часть потенциала содержит все остальные члены, величина которых порядка квадрата сжатия, и называется возмущением U .

В соответствии с тем, что внешнее поле W разделяется на нормальное поле W_0 и возмущение U , геоид строится в два приема. Вначале находят основную фигуру отсчета — нормальную фигуру, а затем определяют высоты геоида (малые по величине) — отклонения геоида от нормальной фигуры. На первый взгляд, можно получить хорошие приближение, если за нормальную фигуру взять ньютоновскую сферу со средним радиусом R и средней плотностью ρ . Так как отклонение потенциала U от ньютоновского (GM/r) (10) порядка сжатия $\alpha = 1/300$, то средние высоты геоида над сферой будут порядка $\alpha \cdot R \approx \frac{6.4 \cdot 10^3}{300} \approx 21$ км. Эта величина мала по сравнению с размерами Земли, но велика по сравнению с характерными высотами рельефа. Поэтому за нормальную фигуру выбирают эллипсоид вращения, который является эквипотенциальной поверхностью для нормального потенциала W_0 . Именно эту фигуру мы везде выше называли земным сфероидом. Этот эллипсоид иногда называют референци-эллипсоидом.

Нормальный эллипсоид является весьма хорошим приближением для геоида. Действительно, внешний потенциал отклоняется от нормального на величину порядка α^2 . Следовательно, отклонение геоида от нормального эллипсоида (высота геоида) — порядка $\alpha^2 R \approx 70$ м. С помощью спутниковых данных были построены карты высот геоида. Эти высоты количественно характеризуют отклонение гравитационного поля Земли от нормального поля. В принципе можно было бы предположить, что углоное гравитационного поля от нормального обусловлено рельефом

Земли. Так, в местах, где имеется гора, гравитационное поле сильнее за счет дополнительного протяжения горы, а в местах расположения впадин поле слабее из-за дефицита массы. В действительности карта высот геоида показывает, что эти отклонения не связаны с главными топографическими особенностями Земли (океанами и континентами).

Отсюда следует важнейший вывод, что континентальные области изостатически скомпенсированы: материкки плавают в подкоровом субстрате подобно гигантским яхтам в полных морях. Небольшие же отклонения гравитационного поля Земли от нормального вызваны какими-то флуктуациями плотности в коре и оболочке Земли.

Качественно идея изостазии была введена в геофизику в середине прошлого века. Эта концепция была выдвинута, чтобы объяснить тот удивительный факт, что наличие гор почти не сказывается на гравиметрических измерениях. Согласно принципу изостазии легкая кора, состоящая из гранитов и базальта, изостатически уравновешена на более тяжелой оболочке, как это показано на рис. 11.

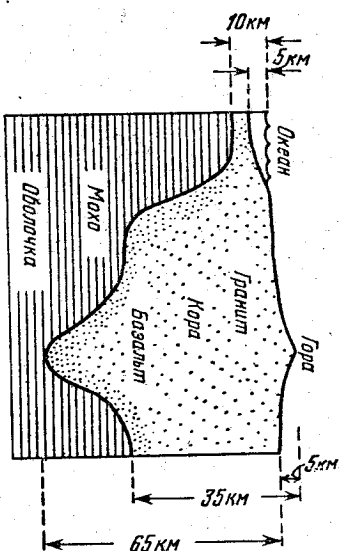


Рис. 11. Изостатическое равновесие между корой и оболочкой.

Получается так, что масса вещества на единицу площади, измеренная вплоть до некоторой стандартной поверхности в глубине, приблизительно одинакова для всей поверхности Земли. Мы видим, что легкое вещество земной коры, если оно образует в некотором месте горную систему, погружается на большие глубины в тяжелые мантийные породы. Чтобы описать такую ситуацию, образно говорят, что горы имеют корни, уходящие вглубь.

Наконец изоставши приводит к важным особенностям строения наружных слоев Земли. Эти особенности, показанные на рис. 11, подтверждены с помощью детальных сейсмических исследований.

Исследования гравитационного поля Земли с помощью искусственных спутников позволило со значительной большей подробностью количественно охарактеризовать изостатическую компенсацию земной коры для всей планеты.

Как мы уже сказали, получается так, что земная кора как бы плавает в подстилающих мантийных породах. Однако согласно данным сейсмологии через мантию проходят поперечные сейсмические волны (волны S) и, таким образом, она должна быть в твердом состоянии. В чем здесь дело? Ответ заключается в следующем. Для периодических колебаний с периодами порядка секунд, часов и дней (соответственно объемные и поверхностные сейсмические волны, собственные колебания Земли, земные приливны) оболочка — мантия ведет себя как упругое твердое тело. Для движений же с периодами порядка десяти тысяч лет вещество верхней мантии течет как жидкость. Жидкость с периодом релаксации порядка десяти тысяч лет и механическими параметрами верхней мантии должна иметь очень большую вязкость порядка 10^{21} пуаз. Отсюда геофизики заключили, что вязкость материала верхней мантии равна примерно 10^{21} пуаз. Вещество, обладающее такими свойствами, будет течь при нагрузках, действующих на протяжении тысячелетий, и реагировать как упругое твердое тело на периодические процессы в диапазоне от сейсмических волн до земных приливов.

ГЛАВА 3 СОБСТВЕННЫЕ КОЛЕБАНИЯ ЗЕМЛИ

«В настоящем труде невозможно пытаться хотя бы приблизиться к полному рассмотрению проблем, связанных с колебаниями твердых тел, и все же простейшие части теории, по-видимому, необходимо обобщить. Мы организуем здесь следующие неотропические вещества...»

Док. В. Стратт (Lord Rayleigh),
«Теория звука».

3.1. ОТКРЫТИЕ И ОБЩИЕ СВОЙСТВА

К. Е. Буллен в книге «Введение в теоретическую сейсмологию» следующим образом описывает открытие собственных колебаний Земли: «В 1960 г. в Хельсинки во время съезда Международной ассоциации сейсмологии и физики земных недр состоялось одно из наиболее драматических научных заседаний, на котором автор когда-либо присутствовал.

Пресс выступил с сообщением о том, что Бенъюфф снова записал длиннопериодные волны, на этот раз от Чилийского землетрясения 22 мая 1960 г. Вслед за этим выступил Сликтер, который заявил, что его группа записала аналогичные длиннопериодные волны, но не с помощью сейсмографа, а с помощью приливного гравиметра Ла Коста — Ромберга. Сравнение полученных результатов показало, что ряд периодов, наблюдавшихся обеими группами исследователей, находится в хорошем согласии, в особенности это касается периодов около 54; 35,5; 25,8; 20; 13,5; 11,8 и 8,4 мин., но некоторые периоды группы Бенъюффа были пропущены на записях группы Сликтера. Пекарис, который также присутствовал на заседании, озвонившись с пропущенными периодами, заявил, что эти периоды, по его вычислениям, соответствуют крупным колебаниям и не должны регистрироваться гравиметрами. Таким образом, обе группы наблюдений оказались в замечательном согласии друг с другом, и все сомнения относительно истинности записи собственных длиннопериодных колебаний отпали...»