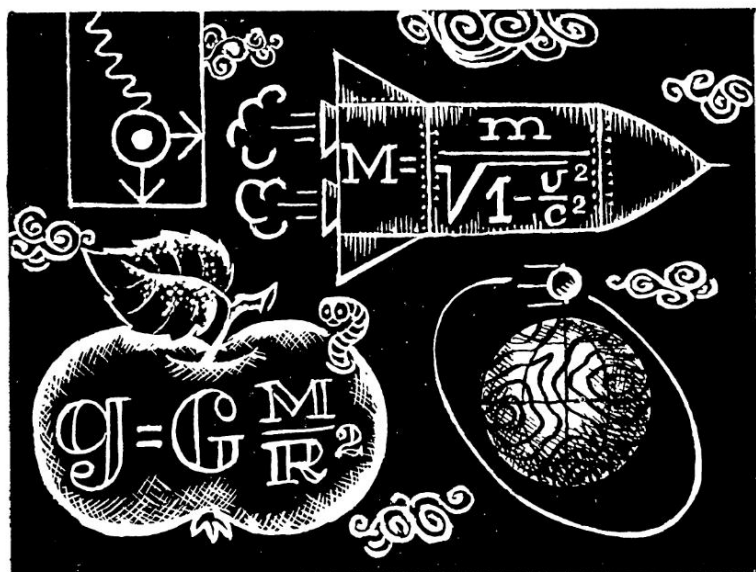


Н. П. ГРУШИНСКИЙ
А. Н. ГРУШИНСКИЙ

В МИРЕ СИЛ ТЯГОТЕ- НИЯ







Н. П. ГРУШИНСКИЙ
А. Н. ГРУШИНСКИЙ

**В МИРЕ
СИЛ
ТЯГОТЕ-
НИЯ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА, 1971

В мире сил тяготения. Грушинский Н. П., Грушинский А. Н. Изд-во «Недра», 1971, стр. 160.

Гравиметрия — увлекательная наука о силе тяжести и ее практическом применении. От законов Ньютона до общей теории относительности Эйнштейна — вот диапазон теоретических основ гравиметрии. От разведки земных недр до расчетов движения искусственных спутников и межпланетных перелетов — вот области практического применения ее. В книге изложены как основные теоретические положения гравиметрии, так и вопросы практического ее применения.

Начинается книга с описания законов и понятий, положенных в основу гравиметрии: закона всемирного тяготения и основных законов классической механики. Показаны позже замеченные расхождения этих законов с явлениями природы и эволюция представлений о всемирном тяготении, распределении силы тяжести на земной поверхности, аномалиях силы тяжести, изменениях ее в зависимости от положения и от времени. Довольно подробно рассказано о фигуре Земли, поскольку она сложилась под влиянием силы тяжести, а также о гравитационном поле и фигуре Луны и планет. Гравиметрия дает ключ к познанию строения земной коры. В связи с этим рассказано о строении коры и о гравиметрическом методе ее изучения.

Естественным продолжением связи гравитационного поля со строением земной коры в целом является зависимость между гравитационным полем и структурными формами земной коры, на которой основана гравиметрическая разведка полезных ископаемых. Этому методу геофизических исследований и его перспективам посвящен последний раздел книги.

Все эти проблемы изложены в доступной для самого широкого круга читателей форме.

Таблиц 6, иллюстраций 30.

ВВЕДЕНИЕ

Слово «гравиметрия» происходит от латинского *gravis* — тяжелый и греческого *μετροω* — измерять и довольно точно определяет предмет этой науки в узком смысле слова.

Лет пятьдесят назад гравиметрию действительно считали наукой об измерении силы тяжести на Земле. Однако основные понятия гравиметрии сложились уже тогда, когда метрическая сторона ее еще совсем не была развита. Началом гравиметрии как науки следует считать опыты Галилео Галилея (1564—1642 гг.) с падающими телами и открытие Иса-

аком Ньютоном (1643—1727 гг.) закона всемирного тяготения. Эти великие открытия послужили началом двух наук, имеющих одни и те же постулаты, одни и те же принципы, но приложенные к разным объектам: небесной механике, изучающей движение тел солнечной системы в поле всемирного тяготения, и теории фигур планет и Земли, образовавшихся и принявших свою современную форму под действием тех же сил.

Теория фигуры Земли и составила первую, классическую часть гравиметрии. Одна из ее частей, которая изучает фигуру Земли в связи с гравитационным полем, получила название геодезической гравиметрии или даже физической геодезии. Основные этапы развития теории фигуры Земли, определяются теориями, развитыми А. Клеро в 18 веке, Г. Стоксом в 19 веке и М. С. Молоденским в 20 веке.

Одновременно с развитием теории ставились эксперименты. Уже в 18 веке были начаты опыты по обнаружению изменения хода часов вследствие изменения силы тяжести. Несколько позже были построены специальные маятниковые приборы для обнаружения изменения силы тяжести на поверхности Земли. Так появилась и начала развиваться метрическая часть гравиметрии. К началу 20 века были известны довольно точные маятниковые приборы, позволяющие обнаружить не только большие изменения силы тяжести, связанные с общим строением Земли, но и ее отклонения, вызванные неоднородным распределением масс в земной коре.

Со второй половины 19 века появились новые направления в гравиметрии, в частности изучение связи силы тяжести с внутренним строением Земли, с распределением в земной коре полезных ископаемых.

Гравиметрический метод стал составной частью геофизической разведки и применяется сейчас наряду с методами магнитной, сейсмической и электрической разведок. Эти методы взаимно дополняют друг друга и создают весьма эффективный комплекс, ставший глазами геологии.

Запуск и использование для научных целей искусственных спутников и ракет вызвали к жизни новое направление гравиметрии, тесно сближающее ее с небесной механикой, изучение гравитационного поля Земли и планет по возмущениям в движении искусственных спутников.

Эта очень перспективная и интересная область открывает в гравиметрии новые горизонты.

В 1918 г. В. И. Ленин подписал декрет об исследовании Курской магнитной аномалии. Это было началом практического применения в России гравиметрии как метода разведки полезных ископаемых. Гравиметрические работы на Курской магнитной аномалии были организованы П. П. Лазаревым. Дальнейшие разработки осуществлялись Б. В. Нумеровым, И. А. Казанским, А. А. Михайловым, Л. В. Сорокиным, П. М. Никифоровым.

С этого времени гравиметрическая (гравитационная) разведка развивается все быстрее и быстрее, становится неотъемлемой частью поисков и разведки полезных ископаемых и изучения структуры земной коры как в целом, так и в деталях. Практическая ценность гравиметрической разведки вызвала повышение темпов изучения гравитационного поля Земли, быстрое развитие и совершенствование гравиметрической аппаратуры.

Ведущими советскими учеными в области гравиметрии, кроме уже упомянутых, являются Б. А. Андреев, Ю. Д. Буланже, Б. К. Балавадзе, В. В. Бровар, К. Е. Веселов, Н. П. Грушинский, Р. М. Деменицкая, В. Ф. Еремеев, И. Д. Жонголович, П. Н. Кропоткин, Е. Н. Люстрих, А. К. Маловичко, В. А. Магницкий, К. Н. Мигаль, Е. А. Мудрецова, Н. Н. Парийский, В. Л. Пантелеев, Л. П. Пеллинен, Е. И. Попов, Н. Б. Сажина, С. И. Субботин, М. У. Сагитов, К. Ф. Тяпкин, В. Ф. Федынский, Э. Э. Фотиади, М. Е. Хейфец, П. Ф. Шокин и многие другие.

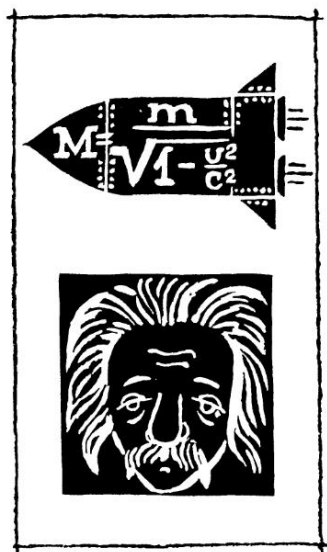
Большое развитие гравиметрический метод получил и в других странах мира, особенно в США, где широко развита разведка нефтегазоносных структур. Мы не имеем возможности перечислять всех ученых, кому обязана своим развитием эта отрасль науки, однако нельзя обойти молчанием такие имена, как С. Уорден или Л. Д. Лакоста, построившие высокоточные гравиметры, Д. Л. Вуллард, создавший мировую опорную гравиметрическую сеть, Ф. А. Венинг-Майнес, с чьим именем связано начало морских гравиметрических работ, В. М. Каула, А. Бьеркхаммер, И. Фишер, В. А. Гейсканен, У. А. Уотила, К. Тцубои, К. Морелли и многие другие.

Выход человека в космос приблизил гравиметрию к астрономии и теоретической физике.

Законы Ньютона явились основой гравиметрии. Но эти законы ограничены определенными условиями. Они немного не точны. Когда мы переходим к просторам Вселенной и соответственно большим скоростям, надо применять теорию гравитации Эйнштейна. Наша книга начинается описанием законов тяготения Ньютона и некоторых основных понятий гравитации в смысле общей теории относительности.

Поскольку под действием силы тяжести образовалась фигура Земли и других планет, мы рассказываем о силе тяжести на Земле, на Луне и планетах. Затем описано строение земной коры и связь его с гравитационным полем, а также приложение этих понятий к поискам полезных ископаемых.

Авторы выражают глубокую признательность В. В. Федынскому, доброжелательная критика которого способствовала серьезному улучшению книги.



ВСЕМИРНОЕ ТЯГОТЕНИЕ

Законы Ньютона

Все исходные понятия гравиметрии основываются на положениях классической или, как говорят, ньютоновской механики. Эти положения кажутся сейчас крайне простыми и их знает каждый школьник, однако нужен был гений Ньютона, чтобы сформулировать в виде четких законов наблюдавшиеся и уже понимаемые многими гениальными предшественниками Ньютона явления природы: закон инерции, закон пропорциональности силы ускорению, закон равенства силы действия и противодействия. Эти три основ-

ных закона механики и закон всемирного тяготения определяют устройство вселенной, все движения небесных тел и даже их внутреннее строение. Законы эти недоказуемы. Они являются обобщением наблюдаемых явлений. Но на них возводится все стройное здание механики.

Закон инерции уже был известен Галилео Галилею, но окончательно понял и сформулировал его Ньютон: всякое тело сохраняет состояние покоя или прямолинейного равномерного движения при условии, что на него не действуют никакие силы. Однако в реальной действительности такой ситуации, когда отсутствует всякое влияние на тело внешней среды, не существует, поэтому проверить выполнение закона инерции на опыте возможно только косвенным путем. Всем известным проявлением закона инерции является тот факт, что при резком торможении вагона пассажиры падают вперед, т.е. стремятся сохранить свое прежнее движение.

Некоторым доказательством закона инерции может служить следующий пример. Если наблюдать за тележкой, которая катится по горизонтальной плоскости, можно заметить следующее: чем глаже плоскость и чем меньше трение в колесах, тем дальше прокатится тележка при одной и той же силе толчка. Уменьшая трение, т.е. противодействующую силу, мы увеличиваем пробег. Представим себе, что плоскость идеально гладкая и в колесах трения нет, нет и противодействующего движению сопротивления воздуха. Тогда тележка будет двигаться до тех пор, пока мы не остановим ее, т.е. не приложим к ней силы. Иными словами, если не будет приложена сила, — движение никогда не прекратится.

Закон инерции лишь поясняет движение и утверждает, что всякое изменение движения связано с силой.

Второй закон Ньютона связывает скорость с силой. Он гласит, что сила прямо пропорциональна изменению количества движения. Количеством движения называется произведение массы на скорость (mv). Изменение этого произведения определяется изменением скорости, которое мы назовем ускорением и обозначим через a . Масса m остается при этом неизменной.

Тогда изменение количества движения можно представить как ma , а второй закон Ньютона записать как

$$F = ma,$$

что означает: сила прямо пропорциональна ускорению.

Коэффициент пропорциональности называется массой и является величиной, характеризующей свойство инерции тела.

Этот закон уже является количественной связью силы с ускорением и позволяет производить расчеты.

Несколько особняком стоит третий закон Ньютона. Он говорит о природе сил. Существуют различные силы — упругие, электрические, ядерные, силы тяготения, но все они обладают одним свойством, о котором говорит этот закон: сила действия равна силе противодействия.

Для иллюстрации представим себе такую картину: на двух тележках стоят по человеку, они держатся за веревку и один из них тянет веревку к себе. В этом случае обе тележки покатятся друг к другу. Если массы тележек вместе с людьми равны, то при условии отсутствия трения или при одинаковом трении скорости тележек будут равны. Значит, если на тележку *A* подействовала со стороны тележки *B* сила *F*, то на тележку *B* начинает действовать со стороны тележки *A* такая же сила *F*, однако направление ее противоположно.

Законы Ньютона лежат в основе гравитационного взаимодействия масс. Им подчинены движения любых масс на поверхности Земли. Им подчинены и движения небесных тел. Однако, говоря о взаимодействии движения, масс и сил, надо определить эти три понятия. Движение можно рассматривать, как изменение положения точки в пространстве. Это механическое движение, которое одно нас пока интересует. Масса определяется как мера инерции тела.

В примере с тележками рассмотрен частный случай силы — мышечная сила человека, стоявшего на тележке. Есть другие виды силы, которые сами по себе могут быть гораздо более общими. Самой общей силой, связывающей все тела во вселенной, является открытая и определенная Ньютоном сила всемирного тяготения.

Так же, как и закон инерции, закон всемирного тяготения, однако без обобщения на всемирность, чувствовали или даже понимали многие предшественники Ньютона. Уже в Коперниковой гелиоцентрической системе мира заложен, хотя и не сформулирован, закон взаимного притяжения Солнца и планет. Леснардо Да Винчи вполне определенно говорил о притяжении Земли и высказывал мысль о множественности центров притяжения, Галилей

измерил ускорение тел, падающих под воздействием притяжения Земли. К. Гюйгенс определил центростремительную силу, удерживающую движущееся по окружности тело. Мысль о том, что все небесные тела тяготеют друг к другу, высказывал Роберт Гук. Однако только Ньютон понял и обобщил все эти явления и сформулировал их в предельно кратком, четком и простом законе: все тела притягиваются друг к другу с силой, прямо пропорциональной произведению масс этих тел и обратно пропорциональной квадрату расстояния между ними. Этот закон выражается простой формулой:

$$F = G \frac{Mm}{R^2}.$$

Здесь F — сила, M и m — массы двух взаимно притягивающихся тел, R — расстояние между ними, G — коэффициент пропорциональности, называемый гравитационной постоянной и являющийся фундаментальной константой физики. Величины M и m называются гравитирующими массами.

По определению масса гравитирующая, входящая в закон всемирного тяготения, и масса инерционная, входящая во второй закон Ньютона, никак между собой не связаны и являются различными понятиями. В одном случае масса связана с силой, изменяющей движение, в другом — с силой притяжения. Однако количественно эти величины одинаковы, поэтому в обычной практике их часто не различают и даже не отдают себе отчета о различной природе их.

Законы Кеплера. Движение планет

Исходя из основных законов механики Ньютона и закона всемирного тяготения, можно получить законы движения планет вокруг Солнца, так называемые законы Кеплера. Однако исторически было наоборот. Иоганн Кеплер (1571—1630 гг.), один из величайших астрономов своего времени, задолго до Ньютона установил эти законы экспериментальным путем в результате обработки большого числа наблюдений положения планет, выполненных Тихо Браге (1546—1601 гг.). И законы Ньютона объяснили уже известные пути планет, а заодно и получили на них собственное подтверждение.

Гелиоцентрическое учение Коперника (1543 г.) далеко не сразу было признано. Наоборот, длительное время продолжалась борьба между сторонниками двух научных систем мироздания — геоцентрической Птолемея и гелиоцентрической Коперника. Первая из них, такая привычная, такая знакомая, казавшаяся естественной, хорошо укладывалась в систему религиозного христианского мировоззрения, библейских представлений о сотворении мира, венцом и центром которого был человек. Гелиоцентрическая система, помещавшая в центр мироздания Солнце и относившая человека с его обиталищем — Землей куда-то на задний план, была не только непривычной, противоестественной, но и еретичной. Новое учение с трудом пробивало себе путь к признанию. И в этой борьбе решающую роль сыграл труд Тихо Браге и Кеплера.

Тихо Браге был убежденным коперниканцем, однако одной веры в предложенную Коперником остроумно-простую систему объяснения всех видимых движений планет и Солнца было недостаточно. Нужна была экспериментальная проверка. Тихо Браге посвятил ей значительную часть своей жизни. На отличной по тем временам обсерватории на острове Гвен в Балтийском море он начал систематические, предельно точные наблюдения положений планет, полагая, что по точным положениям планет можно будет составить представление об их орбитах и утвердить таким образом справедливость того или иного предположения о системе Мира. В результате 20-летних систематических наблюдений Тихо Браге составил подробные таблицы положения планет на небе.

Обработкой этих таблиц занялся Иоганн Кеплер. Будучи по традиции убежденным, что планеты могут иметь только круговые орбиты (и птолемея и коперникова системы предполагают круговые движения), Кеплер долго не мог уложить наблюденные места планет в круг. Он упорно подбирал для Марса круговую орбиту, но из этого ничего не получалось. Круг неизбежно растягивался в эллипс. В результате длительного труда и большого объема вычислений Кеплер пришел к выводу об эллиптичности орбит. Им были сформулированы три основных положения, определяющие характер движения планет. Эти положения получили в дальнейшем название законов Кеплера.

Первый закон Кеплера гласит: планеты движутся по

эллипсам, в одном из фокусов которых (f) находится Солнце.

Согласно этому закону при движении планеты по орбите расстояние, отделяющее ее от Солнца, все время изменяется. Точка орбиты, в которой планета находится на кратчайшем расстоянии от Солнца (точка π), называется перигелием. Наиболее удаленная от Солнца точка орбиты называется афелием (точка A). Расстояние планеты от Солнца называется радиус-вектором (r).

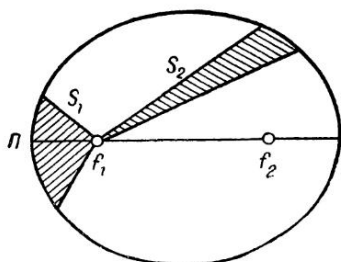


Рис. 1. Постоянство секторных скоростей по второму закону Кеплера.

В перигелии $r_{\pi}=a(1-e)$, в афелии $r_A=a(1+e)$. Здесь $e = \sqrt{\frac{a^2-b^2}{a^2}}$ — эксцентриситет эллипса; a и b — большая и малая полуоси эллипса.

Второй закон Кеплера определяет характер изменения скорости движения планеты на орбите. Планета движется тем быстрее, чем она ближе к Солнцу. При этом сохраняется постоянство секториальных скоростей, т. е. за равные промежутки времени радиус-вектор заметает равные площади (рис. 1, $S_1=S_2$). Величину площади, заметаемой радиусом-вектором в единицу времени, и называют секториальной скоростью.

Третий закон Кеплера связывает между собой периоды обращения планет и размеры их орбит. Он гласит: квадраты периодов обращения планет вокруг Солнца пропорциональны кубам больших полуосей их орбит. Этот закон записывается отношением

$$\frac{T_1^2}{T_2^2} = \frac{a_1^3}{a_2^3},$$

где T — период обращения. Если большие полуоси орбит планет выражать в единицах среднего расстояния Земли от Солнца (так называемых астрономических единицах), а периоды обращения планет — в годах, то для Земли $a=1$ и $T=1$, а для любой планеты $T=\sqrt{a^3}$.

Третий закон Кеплера как бы увязывает в одно целое всю планетную систему.

Законы Ньютона объясняют движение небесных тел

Закон всемирного тяготения и закон инерции Ньютона позволяют объяснить движения небесных тел, а вместе со вторым законом Ньютона о равенстве сил изменению количества движения — получить строгие формулы небесной механики — механики движения всех тел солнечной системы. Этим же законам подчиняются движения искусственных спутников Земли.

Представим себе, что параллельно земной поверхности брошено тело со скоростью v (рис. 2). После приложения к этому телу начальной силы, толкнувшей его, на него действует только одна сила — сила притяжения Земли (g), направленная к ее центру. Если бы этой силы не было, то согласно закону инерции тело после толчка двигалось бы прямолинейно и равномерно и навсегда ушло бы по этой прямой от Земли. Однако ввиду притяжения Земли в каждый момент на него действует сила g , направленная по радиусу к центру Земли. Эта сила изменяет направление движения тела, и оно будет двигаться по сложной кривой. В каждый момент времени (t) оно пройдет прямолинейно отрезок пути, равный vt . За тот же отрезок времени оно переместится по радиусу к центру (упадет) на расстояние (S), определяемое ускорением свободного падения:

$$S = \frac{gt^2}{2}.$$

Общее перемещение тела получится из сложения обоих движений и произойдет по параболе AK (см. рис. 2, а). От скорости прямолинейного движения (v) зависит крутизна параболы. Если скорость мала, то преобладающим

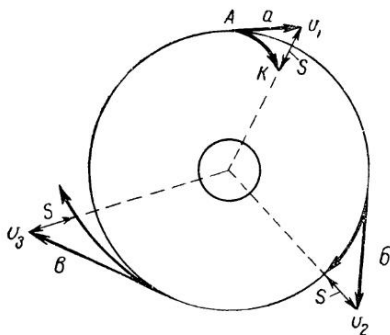


Рис. 2. Пояснение к понятию космической скорости.

движением будет падение к центру. Но если скорость v увеличивать, то при каком-то ее значении v_1 путь S , пройденный телом в направлении центра, окажется таким, что за время t тело как раз достигнет окружности (см. рис. 2, б). В этом случае за каждый отрезок времени t тело, двигаясь по касательной со скоростью v_1 , на столько удалится от окружности Σ , на сколько оно переместится под действием ускорения, вызванного силами притяжения, т. е. за время t тело достигнет опять окружности. Таким образом, тело будет все время двигаться по окружности, называемой в этом случае круговой орбитой.

Скорость v_1 называется круговой или первой космической скоростью. Для Земли $v_1 = 7,9$ км/сек. Если скорость прямолинейного равномерного движения тела будет несколько больше v_1 , тело при падении пройдет расстояние меньше того, на которое оно удалилось от орбиты (см. рис. 2, в). Тогда оно начнет удаляться от Земли, т. е. двигаться по более вытянутой орбите, теряя при этом скорость до тех пор, пока скорость инерционного движения не сравняется со скоростью падения. В результате крутизна траектории увеличится, и тело начнет приближаться к Земле. Таким образом, круговая орбита перейдет в эллиптическую. Однако, увеличиваясь, скорость достигнет, наконец, такой величины, при которой орбита будет разомкнутой, и тело никогда не вернется на орбиту, а улетит в космическое пространство. Такая скорость

Т а б л и ц а 1

Космические скорости планет солнечной системы (км/сек)

Скорость	Меркурий	Венера	Земля	Марс	Юпитер
Круговая	3,028	7,319	7,912	3,562	42,205
Параболическая . .	4,282	10,351	11,200	5,038	60,732
Гиперболическая .	20,275	17,812	16,662	11,187	62,012

Продолжение табл. 1

Скорость	Сатурн	Уран	Нептун	Плутон	Луна
Круговая	25,100	15,308	16,129	10,8	1,68
Параболическая . .	36,498	21,648	22,810	7,7	2,38
Гиперболическая .	37,720	21,829	22,920	11,0	12,57

называется второй космической или параболической скоростью (v_2). Для Земли $v_2 = 11,19$ км/сек.

Но этой скорости недостаточно, чтобы тело покинуло солнечную систему. Достигнув ее, оно вырвется лишь из сферы действия притяжения Земли. Мощное тяготение Солнца замкнет параболу и заставит тело двигаться вокруг Солнца подобно планетам, кометам и астероидам. Для того чтобы преодолеть притяжение Солнца и уйти за пределы солнечной системы, телу надо придать скорость, равную 16,6 км/сек. При этой скорости, называемой гиперболической или третьей космической, тело преодолет мощное тяготение Солнца и навсегда покинет сферу его влияния, двигаясь по гиперболической траектории.

В табл. 1 приведены космические скорости для Луны и планет солнечной системы.

Обобщение и проверка закона тяготения

Анализируя характер движения планет, Ньютон пришел к выводу, что оно происходит под действием радиальной силы, т. е. силы, направленной к Солнцу и по величине обратно пропорциональной квадрату расстояния. Зная уже факт существования силы притяжения на Земле, согласно которой все тела притягиваются к ней с ускорением $9,8$ м/сек², Ньютон предположил, что эта же сила удерживает планеты на их орбитах и вообще возникает между любыми массами. Это предположение он проверил, применив закон тяготения к движению Луны вокруг Земли, и получил блестящее подтверждение справедливости своего обобщения.

Расчет Ньютона заключался в том, что он вычислил ускорение для Луны, исходя из характера ее движения, и сравнил его с ускорением свободного падения тел на Землю. Приведем этот расчет.

Луна движется не прямолинейно и равномерно, а по окружности (точнее, близко к таковой) вокруг Земли. Значит, на нее действует сила, равная согласно второму закону механики $F = ma$, где a — ускорение движения Луны. Это та центростремительная сила, которая определяет характер движения Луны, искривляет путь светила. Величина a — центростремительное ускорение, которое при круговом движении равно $r\omega^2$, где r — расстояние вра-

щающегося тела от центра вращения, а ω — угловая скорость вращения Луны. Угловую скорость легко получить, разделив полный оборот 2π на период обращения Луны вокруг Земли, равный 27,3 суток:

$$\omega = \frac{2\pi}{27,3} \text{ рад/сутки} = \frac{2\pi}{27,3 \times 86\,400} \text{ рад/сек},$$

так как в сутках 86 400 сек.

Среднее расстояние (r) Луны от центра Земли равно 60 средним радиусам Земли: $r = 60 \times 6370 \times 10^5$ см. Если сделать соответствующие перемножения, можно получить величину ускорения Луны:

$$a = \omega r^2 = 0,27 \text{ см/сек}^2.$$

С другой стороны, ускорение движения Луны, вызванное земным притяжением, может быть получено из закона всемирного тяготения, который никак не использовался в первом рассуждении. Согласно этому закону сила, а значит и ускорение, вызванное притяжением Земли, обратно пропорциональны квадрату расстояния. Если на Земле ускорение падения равно 981 см/сек^2 , то на орбите Луны, отстоящей от Земли на расстояние, равное 60 радиусам Земли, ускорение должно быть в 60^2 раз меньше, т. е.

$$g_{\text{Л}} = \frac{g}{60^2} = \frac{981}{3600} = 0,27 \text{ см/сек}^2.$$

Совпадение величины ускорения $g_{\text{Л}}$, вызванного притяжением Земли, с ускорением a , определяющим характер движения Луны, означает, что сила, удерживающая Луну на ее орбите, есть не что иное, как сила земного притяжения. Это в свою очередь подтверждает, что сила притяжения на Земле тождественна силам взаимного тяготения, действующим между всеми телами Вселенной.

Блестящим подтверждением Ньютоновской механики явилось открытие в середине прошлого столетия планеты Нептун почти одновременно двумя астрономами — французом Леверрье и англичанином Адамсом, как говорят, «на кончике карандаша».

Планеты солнечной системы в силу всеобщности закона всемирного тяготения испытывают притяжение не только со стороны центрального тела — Солнца, но и со стороны всех других планет. Поскольку масса планет намного меньше солнечной массы и они сильно удалены

друг от друга, то эти влияния оказываются незначительными, однако достаточными, чтобы несколько исказить правильное кеплеровское движение планет. Так возникают возмущения в движении планет.

В 1781 г. английский астроном Гершель совершенно случайно в поле зрения своего телескопа увидел планету. Эта планета получила название Уран. Раньше ее принимали за звезду и неоднократно измеряли ее координаты. Теперь, когда звезда оказалась планетой, по ее координатам начали строить орбиту. И обнаружилось странное явление — орбита не совпадала с кеплеровской. Она явно была возмущена, причем учет влияния других известных планет не изменял положения дела. Тогда Леверрье предположил, что планета испытывает притяжение со стороны некоторой неизвестной планеты. Он рассчитал, где должна быть такая планета и какова ее масса. 23 сентября 1846 года немецкий астроном Галле установил свой телескоп по координатам, сообщенным Леверрье, и увидел планету всего в 1° от указанного места. Так был открыт Нептун.

Закон всемирного тяготения находит подтверждение и за пределами Солнечной системы. Так, среди звезд существуют двойные звезды. Это системы из двух звезд, вращающихся вокруг общего центра масс. Обычно масса одной из этих звезд бывает значительно больше другой, поэтому вращение происходит как бы вокруг большей звезды. Примером такой двойной системы является Сириус.

В 1842 г. немецкий астроном Бессель впервые заметил периодические отклонения Сириуса от некоторого среднего положения. Проведя вычисления положений звезды согласно законам Ньютоновой небесной механики, Бессель пришел к заключению о наличии второй звезды — невидимого спутника Сириуса, вызывающего наблюдаемые отклонения. В 1862 г. эта звезда была открыта. Таким образом, существование двойных звезд, предсказанное Бесселем на основании того же закона всемирного тяготения, подтвердилось. Сейчас открыто много двойных звезд и рассчитаны их пути.

Справедливость закона тяготения можно усмотреть и для еще больших расстояний. На рис. 3 показано проявление этого закона в форме образования шарового скопления звезд. Шаровое скопление — это сообщество звезд, расстояния между которыми невелики по сравнению с рас-

стоянием от этого сообщества до других звезд. Внутри сообщества звезды располагаются бессистемно, но так, что все вместе они образуют систему шаровой формы. Находятся такие скопления за границей нашей галактики и расстояния до них составляют многие миллионы световых

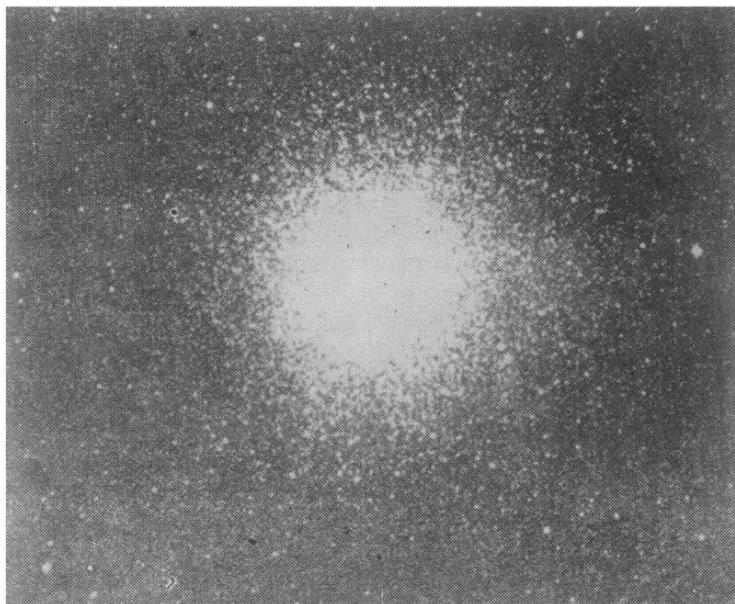


Рис. 3. Шаровое скопление в Геркулесе.

лет. Следовательно, закон всемирного тяготения действует и в других мирах, поскольку подобную шаровую структуру система может принять только под действием сил взаимного притяжения.

Другим проявлением закона всемирного тяготения или гравитации служат сами галактики. Глядя со стороны, например, на галактику, получившую название туманности М-101 в Большой Медведице (рис. 4), можно заметить, что это вращающееся и формируемое силами взаимного притяжения скопление звезд, однако вращающиеся настолько быстро, точнее обладающее таким большим моментом количества движения, что система сплюснлась у

полюсов и находится уже в состоянии неустойчивого равновесия: скорость вращения звезд внешних частей галактики так называемых ее рукавов, настолько велика, что



Рис. 4. Спиральная галактика М-101 в Большой Медведице.

звезды как бы выбрасываются из системы. Здесь мы имеем аналог второй космической скорости, когда движущийся около центра притяжения предмет покидает притягивающую его систему.

Таким образом, закон тяготения действует на расстояниях в десятки миллионов световых лет. Все это дает основание считать, что он действует всюду и на сколь угодно больших расстояниях.

Гравитационная постоянная

Применяя закон всемирного тяготения к космическим объектам и обнаруживая их подчиняемость ему, ученые распространили его на всю Вселенную. Но действует ли этот закон между любыми телами на Земле, например между письменным столом и сидящим за ним человеком, между мячиком и ребенком, играющим с ним? Наблюдать такое явление, пожалуй, сложнее, чем вычислить положение невидимой планеты по ее воздействию на движение видимой, и открытием этой планеты подтвердить закон тяготения. Но эта трудность была преодолена.

В 1798 г. английский физик Г. Кавендиш провел опыт, позволивший экспериментально при помощи крутильных весов обнаружить притяжение малых масс и определить величину коэффициента G в законе всемирного тяготения Ньютона — так называемую гравитационную постоянную. Правда, Г. Кавендиш ставил свой опыт для определения не гравитационной постоянной, а средней плотности и массы Земли, для которых он получил очень близкие к современным значения.

Попутно из результатов, полученных Кавендишем, можно вывести величину гравитационной постоянной G в формуле

$$F = G \frac{Mm}{r^2},$$

которая оказалась равной $6,60 \times 10^{-8} \text{ см}^3/\text{сек}^2 \cdot \text{г}$.

Этот опыт был подтвержден многими исследователями и другими методами. Самым точным сейчас считается динамический метод, основанный на изменении периода колебания крутильных весов при приближении притягивающих масс. По этому изменению можно вычислить силу, а значит, и гравитационную постоянную. Последнее наиболее точное измерение гравитационной постоянной выполнено в 1942 г. Хейлем и Кржановским именно этим методом и дало значение $G = 6,673 \times 10^{-8} \text{ см}^3/\text{сек}^2 \cdot \text{г}$. Заме-

чательным является тот факт, что Кавендиш при низких технических возможностях 18 века получил результат, лишь на 1% отличающийся от современного.

О механизме тяготения.

Гравитационные волны и гравитоны

Любопытно отметить, что некоторые вопросы науки, поставленные на заре ее развития, не могут быть решены несмотря на все достижения современности. Одним из таких важных, интересных, но совершенно не продвинувшихся со времени Ньютона вопросов является вопрос о природе всемирного тяготения.

Говоря о притяжении тел, мы понимаем, что вследствие наличия масс возникает сила, действующая на эти массы по определенному закону. Но мы никогда не задумываемся над тем, как это происходит, а если и задумываемся, то не находим ответа. Каков механизм тяготения? Почему одно тело притягивает другое на расстоянии, независимо от среды? По какой причине возникает это дальноедействие? Этого никто объяснить не может. Есть точное количественное выражение сил, его используют в практике, им пользуются повседневно и воспринимают как нечто само собой разумеющееся. Но это само собой разумеется только в силу привычки, традиции. Тяготение — одно из таких явлений физики (а их довольно много), проявление которых известно, но причина, механизм действия которых лежит за гранью нашего познания.

Предлагались многие гипотезы, объясняющие механизм тяготения, но ни одна из них не была удовлетворительной.

Было, например, следующее объяснение действия гравитации. Представим себе, что в пространстве носится с огромной скоростью в разных направлениях множество частиц. Поглощаясь, они передают свой импульс поглотившему их телу, например Земле. Так как во всех направлениях количество этих частиц одинаково, то все импульсы уравниваются. Если неподалеку находится другая масса, например Солнце, то частицы, приближающиеся к Земле со стороны Солнца, проходя через него, частично поглощаются, так что от Солнца их приходит меньше, чем с обратной стороны. Следовательно, Земля

ощутит импульс, направленный к Солнцу. Сила, толкающая Землю к Солнцу, в этом случае будет обратно пропорциональной квадрату расстояния, вследствие того, что величина пространственного угла, под которым видно тело, обратно пропорциональна квадрату расстояния, значит количество загораживаемых Солнцем частиц, пропорциональное пространственному (так называемому телесному) углу, изменяется также обратно пропорционально квадрату расстояния.

Эта схема механизма тяготения появлялась неоднократно в разных модификациях, начиная чуть ли не со времен Ньютона. Однако она, как и все другие, легко уязвима. Дело в том, что Земля в своем движении по орбите будет испытывать больше столкновений с этими гипотетическими частицами спереди, чем сзади, так же, как бегущий под дождем человек больше мокнет спереди. Спереди Земля получит больше импульсов, чем сзади, и должна будет испытывать в своем движении вековое замедление. Расчеты показали, что это замедление давно остановило бы Землю.

Неоднократно делались попытки привлечь к объяснению дальнего действия притяжения эфир — особое вещество, заполняющее все пространство и создающее среду между отдельными космическими объектами. Но какими бы свойствами не наделяли эфир, они не позволяли объяснить это странное явление — взаимодействие масс, никак и ничем не связанных. Так эта проблема и остается нерешенной.

Говоря о распространении гравитации и имея в виду, что скорость этого распространения равна скорости света, естественно предположить волновую и корпускулярную природу ее по аналогии, например, с электромагнитными волнами. Если это так, то можно говорить, что массы излучают гравитационные волны и несущие тяготение частицы-корпускулы, которые называют гравитонами.

Правомочно поставить вопрос о возможности поглощения гравитонов или гравитационных волн, т. е. экранирования от гравитации. Такая возможность управлять гравитационным полем открывала бы человечеству новые, почти неограниченные возможности. Например, возможность создания гравитационного экрана дала бы новое средство для космических перелетов, открывала бы новые энергетические возможности, вероятно большие, чем воз-

возможности, связанные с расщеплением ядра. Однако интенсивность, будем говорить, гравитационного излучения во много раз меньше интенсивности электромагнитного излучения и находится на грани точности эксперимента. И эксперименты проводятся.

За последние 20 лет не раз публиковались работы об обнаружении проявления эффекта экранирования, но еще чаще — работы об обнаружении такового при всех возможных точностях. Упоминания заслуживают два опыта: ставший классическим опыт Майорана и эксперимент Вебера.

Опыт Майорана был направлен на поиски экранизации гравитации. Майоран сконструировал чрезвычайно точные весы. Взвешиваемый груз он экранировал от земного поля тяготения в одном случае толстым слоем ртути, в другом случае — слоем свинца. В обоих случаях Майоран получил одинаковый эффект — экранированный груз становился легче. Однако опыт Майорана никем не был подтвержден. Некоторые опыты, якобы имевшие аналогичные результаты, явно не обладают достаточной чистотой эксперимента и в расчет приниматься не могут.

Исключительно интересен эксперимент Д. Вебера по обнаружению гравитационных волн, опубликованный в 1969 г. Как известно, наиболее мощными источниками гравитационных волн являются космические объекты. Сверхновая звезда при вспышке излучает огромное количество гравитационной энергии. Большое количество гравитационной энергии излучают двойные звездные системы. Причем этот источник является постоянно действующим.

Если гравитационные волны достигнут Земли, то, накладываясь на постоянное поле Земли, они будут вызывать колебания масс точно так же, как упругая волна, распространяясь в воде, заставляет колебаться плавающий на ней предмет. Интенсивность колебаний будет зависеть от интенсивности волн и величины массы, расположенной в зоне действия волн.

В качестве пробных масс Д. Вебер использовал массивные алюминиевые цилиндры. Один из них был расположен в лаборатории Мэрилендского университета близ Вашингтона, другой — в Чикаго, т. е. на расстоянии 1000 км. Высокочувствительной аппаратурой регистрировались колебания обоих цилиндров, а сейсмической и гра-

виметрической аппаратурой — одновременно все возможные колебания земного происхождения. Таким образом, значительные колебания земного происхождения отмечались этой вспомогательной аппаратурой, а местные колебания не могли совпадать систематически на обоих пробных массах.

Д. Вебер получил исключительно интересный результат: за период наблюдений 80 дней он обнаружил по крайней мере 10 значительных синхронных возбуждений пробных масс, выходящих за уровень всех объяснимых земными причинами эффектов. Экспериментатор приписывает их космическому гравитационному излучению.

Скептики сомневаются: слишком ошеломляющий результат. Однако хочется верить вместе с Вебером в то, что гравитационные волны существуют и что они уже обнаружены. Впрочем, очень недалекое будущее подтвердит или опровергнет этот интересный результат.

Гравитационный эффект и теория Эйнштейна

Несмотря на свою универсальность и кажущуюся непогрешимость, подтвержденную расчетами и основанными на них удивительными открытиями, закон всемирного тяготения Ньютона оказался неточным.

Одним из примеров его неточности является так называемый парадокс Зеелигера, обнаруженный в конце прошлого столетия. Он заключается в следующем. Если считать Вселенную бесконечной и наполненной различными материальными телами так, что можно получить некоторую среднюю плотность вещества во Вселенной, и если везде действует закон всемирного тяготения Ньютона, то можно вычислить силу притяжения всех масс Вселенной в любой данной точке. Такой расчет и осуществил Зеелигер и получил, что эта сила притяжения пропорциональна радиусу Вселенной. Но Вселенная бесконечна, и радиус ее бесконечен, а значит и сила притяжения в точке бесконечна. Но это не так.

Следовательно, закон Ньютона действует не во всей Вселенной или он не точен. Появились и другие расхождения наблюдений с теорией. Двадцатый век потребовал уточнения теории притяжения, и тогда Альберт Эйнштейн

(1879—1955 гг.) создал теорию относительности. Теория относительности охватывает более широкий круг вопросов, чем теория притяжения. А. Эйнштейн создал теорию Вселенной, установил новые взаимосвязи между пространством и временем, массой и энергией, скоростью и временем. Он отказался от постулата абсолютности времени и связал его со скоростью, отказался от понятия евклидова прямолинейного пространства и положил в основу реально существующего мира риманову криволинейную геометрию, отказался от закона сохранения массы и допустил переход массы в энергию. Теория Эйнштейна разделяется на две части: специальную теорию относительности, в рамках которой рассматриваются взаимосвязи скорости и времени, энергии и массы, скорости и массы, и общую теорию относительности, являющуюся теорией гравитации или, что в данном случае одно и то же, теорией пространства и устанавливающую взаимосвязь между материей, временем и пространством.

Теория тяготения Ньютона оказывается достаточно точной лишь при малых скоростях по сравнению со скоростью света и для случая прямолинейного пространства, т. е. для частного случая. Если же пользоваться ею в более общих условиях, необходимо вводить релятивистские поправки, т. е. поправки, предсказанные теорией относительности.

А. Эйнштейн ввел три новых принципа.

1. Согласно Ньютону тяготение действует мгновенно. Значит, сдвинув массу, мы мгновенно почувствуем изменение силы в любой точке пространства. А это, в свою очередь, означает возможность посылать сигналы с бесконечной скоростью. Следовательно, мы можем иметь мгновенную связь с любыми сколько угодно отдаленными мирами и цивилизациями. Это очень заманчиво, но А. Эйнштейн предположил, что это не так: невозможно посылать сигнал быстрее скорости света. Поэтому закон всемирного тяготения ошибочен и его надо исправить, введя эффект запаздывания, определяемый скоростью света.

2. Вторым принципом Эйнштейна является положение, что не только пространство, но и время относительно. Принцип относительности введен еще классической механикой. Согласно этому принципу все инерциальные системы, т. е. системы, движущиеся с постоянной скоростью, эквивалентны. Это означает, что если наблюдатель

находится на одной из них, то он воспринимает движение другой системы так же, как он воспринимал бы движение первой, если находился бы на второй. Уравнения движения любой механической системы при переходе от одной из них к другой остаются неизменными. Время при этом остается также неизменным. Оно абсолютно и течет одинаково во всех системах.

Согласно А. Эйнштейну время в различных системах течет различно и тем самым становится равноправным с пространственными координатами. Получается так называемое пространственно-временное множество, т. е. совокупность равноправных элементов — координат и времени.

Для времени теория относительности дает следующую простую формулу:

$$t = t_0 \sqrt{1 - \frac{v^2}{c^2}}.$$

В этой формуле t_0 — время в системе координат наблюдателя, а t — время в системе координат, движущейся относительно наблюдателя со скоростью v . Если скорость движения v много меньше скорости света c , то отношение $\frac{v}{c}$ мало, им можно пренебречь и считать, что $t = t_0$, т. е. время в обеих системах течет одинаково. Но если v соизмеримо с c , то t всегда меньше t_0 . В предельном случае, когда система движется со скоростью света ($v = c$), ход времени в летящей системе останавливается и $t = 0$. Но скорость света недостижима ни для каких тел, обладающих массой. Масса тела в теории относительности связана также со скоростью света формулой

$$M = \frac{M_0}{\sqrt{1 - \frac{v^2}{c^2}}}.$$

Здесь M — масса движущегося тела, M_0 — масса этого тела, находящегося в покое. При малых скоростях движения тела его масса практически неизменна. Однако как только скорость v оказывается соизмеримой со скоростью света, знаменатель становится меньше единицы и масса, летящая в пространстве, начинает увеличиваться. Если бы v достигла скорости света c , знаменатель обратился бы в нуль и масса M достигла бы бесконечно больших раз-

меров. Это невозможно, недостижима и скорость света.

Еще одно важное соотношение вытекает из теории Эйнштейна. Оно может быть записано формулой

$$E_0 = mc^2.$$

Здесь E_0 — энергия покоя тела. Эта формула устанавливает эквивалентность массы и энергии. Она означает, что все, что обладает энергией, имеет и массу, равно как и, наоборот, всякая масса содержит в себе энергию.

3. Третий принцип Эйнштейна состоит в том, что поле тяготения локально и эквивалентно неинерциальной, т. е. движущейся с ускорением, системе координат.

В самом деле, если мы будем рассматривать положение любого тела относительно свободно падающего в пространстве лифта, в котором это тело находится, то так как тело тоже будет падать, нам будет казаться, что на него не действует сила тяготения, — наступает состояние невесомости. И наоборот, если мы будем рассматривать тело относительно быстро удаляющегося от Земли космического корабля, преодолевающего эту силу, то нам будет казаться, что сила тяготения значительно увеличилась.

Но избавиться таким образом от действия тяготения можно только в некоторой малой области пространства, так как поле это неоднородно, причем вблизи больших масс значительно сильнее, чем далеко от них. Поэтому мы говорим, что этот принцип действует локально. Если теперь строить теорию тяготения исходя из этих трех принципов, то получается уже новый закон всемирного тяготения — закон Эйнштейна.

По одному из положений закона тяготения Эйнштейна любой объект, обладающий энергией, имеет и массу в том смысле, что он должен притягиваться к другим объектам. В частности, имеет массу и световой луч, ибо он обладает энергией. Значит, свет должен распространяться не всюду прямолинейно, а испытывать искривления вблизи масс.

Этот эффект был проверен экспериментально. Для того, чтобы его заметить, надо располагать большой массой. В качестве таковой может служить Солнце. Во время затмения можно видеть звезды очень близко от Солнца, т. е. свет от них проходит в этом случае вблизи большой массы. В другое время их можно наблюдать в иной ча-

сти неба, далеко от Солнца. Различие координат для этих случаев свидетельствует об искривлении луча света, проходящего вблизи большой массы Солнца, возникающем вследствие притяжения света Солнцем. Это искривление по наблюдениям получается $2'',03$. Если при подсчете этого эффекта пользоваться законом всемирного тяготения Ньютона, оказывается, что искривление равно $0'',9$, т. е. намного отличается от наблюдаемого. Значит, вблизи масс и при больших скоростях закон Ньютона не точен. Этот же расчет, выполненный согласно теории Эйнштейна, дает значение $1'',75$, т. е. почти полностью удовлетворяет наблюдениям. Таким образом, было получено одно из подтверждений теории относительности и закона тяготения Эйнштейна.

Второй способ проверки принципов Эйнштейна вытекает из наблюдений смещения перигелия орбиты Меркурия в поле тяготения Солнца. Этот способ состоит в следующем. Согласно законам механики Меркурий движется вокруг Солнца, но и Солнце в силу закона действия и противодействия движется по эллипсу вокруг Меркурия, только соответственно отношению масс Меркурия и Солнца последнее смещается мало.

Так как при наблюдениях мы принимаем Солнце неподвижным, его перемещения воспринимаются как смещения перигелия орбиты Меркурия относительно Солнца. Наблюдаемое смещение перигелия Меркурия за 100 лет составляет $5599'',74$, а рассчитанное по теории Ньютона равно $5557'',18$. Разница в $42'',56$ выходит далеко за пределы точности наблюдений.

Пользуясь теорией Эйнштейна, можно вычислить поправку, которую следует добавить к результату, полученному согласно теории Ньютона. Эта поправка оказалась равной $43'',3$. Таким образом, теория Эйнштейна полностью устранила различие в теоретической и наблюдаемой величинах векового смещения орбиты Меркурия и тем утвердила свою справедливость.

Космологические модели Вселенной Шварцшильда, Эйнштейна и Фридмана

На основании новых постулатов Эйнштейн построил стройную математическую теорию, являющуюся основой релятивистской небесной механики, т. е. механики, описы-

вающей и объясняющей движения всех космических объектов с точки зрения теории относительности. Следствием этой теории явилось построение Эйнштейном модели Вселенной.

Релятивистскую механику впервые построил, правда для случая специальной теории относительности, Минковский. Но общая теория относительности отличается от нее единственным положением: пространство по ней оказалось искривленным.

Теперь встает вопрос: а как же быть со старой, доброй ньютоновской классической механикой? Будет ли она теперь справедлива? Ответ на этот вопрос заключается в следующем. При переходе к малым скоростям и, если говорить о гравитационном поле, к слабым полям получается ньютоновская механика и ньютоновский потенциал поля тяготения, а следовательно, и ньютоновская сила тяготения. Это означает, что в теории Эйнштейна выполняется еще один общий для всей физики принцип — так называемый принцип соответствия, который гласит, что любая новая теория включает в себя старую как некоторый частный случай.

Исходя из этих принципов, Эйнштейн написал свои уравнения гравитационного поля. На основе этих уравнений гравитационное поле интерпретировалось, как искривление пространства вблизи масс. Чем сильнее поле, тем больше модуль (т. е. абсолютная величина) радиуса кривизны данной области пространства.

Искривленное пространство характеризуется его радиусом кривизны. Обозначим его ρ . Смысл этой характеристики заключается в следующем. Если мы имеем искривленное пространство, то координатная сетка будет в этом пространстве криволинейной. Тогда любой малый отрезок оси координат можно считать дугой окружности некоего радиуса. Радиус этой окружности и есть радиус кривизны.

Теперь вернемся к рассмотрению нашего пространства. Его радиус кривизны различен в разных точках и может быть, вообще говоря, любым. Будем считать, что радиус кривизны постоянен во времени. Это отвечает однородному во времени гравитационному полю.

Имеют место три случая: радиус $\rho > 0$, $\rho = 0$ и $\rho < 0$.

Если $\rho > 0$, то Вселенная является замкнутой. Это так называемая закрытая эллиптическая модель. Объем такой

Вселенной оказывается конечным всегда. Геометрия пространства в этом случае будет гауссовой (геометрия на сфере или, точнее, эллипсоиде).

Если $\rho=0$ — Вселенная плоская, бесконечная, с бесконечным объемом и евклидовой геометрией (геометрия на плоскости). Это переходный случай между $\rho>0$ и $\rho<0$. Если $\rho<0$, то Вселенная будет также бесконечной. Но теперь это уже так называемая открытая гиперболическая модель с геометрией Лобачевского (геометрия на гиперболюиде). Объем такой Вселенной также оказывается бесконечным.

По уравнениям Эйнштейна был получен ряд решений для гравитационных полей и на их основе построены различные модели Вселенной.

Первым и простейшим из них было решение Шварцшильда, согласно которому можно представить себе такую гравитирующую систему, для которой выполняется следующее условие: все массы этой системы, оказавшиеся внутри сферы радиуса r_g , обладают столь мощным притяжением, что никакое излучение от этих масс не может выйти наружу, за границу сферы. Радиус r_g называется радиусом Шварцшильда. Радиус Шварцшильда можно вычислить для любой массы. У большей части объектов нашей Вселенной радиус Шварцшильда меньше размеров самого объекта, вследствие чего объект благополучно излучает энергию в разных диапазонах и является видимым. Для того чтобы этот объект, скажем звезда, перестал излучать энергию, надо его вещество «упаковать» так плотно, чтобы все оно вошло внутрь сферы радиуса r_g . Легко представить себе такие массивные звезды, для которых радиус Шварцшильда больше их собственного радиуса. Тогда эти звезды будут лишены всякого излучения, но будут обладать чрезвычайно большой силой притяжения. В таких замкнутых системах любые излучаемые частицы удерживаются в пределах сферы радиуса r_g и движутся внутри этой сферы по различным орбитам.

Применив теорию Эйнштейна ко всей Вселенной, Шварцшильд нашел именно такое решение, при котором радиус r_g охватывает все массы, т. е. система является замкнутой.

На большом удалении от центра масс поле Шварцшильда дает ньютоновский результат (это объясняется тем, что вдали от источника поле слабое).

Согласно ньютоновской механике наша Вселенная бесконечна и характеризуется прямолинейными координатами. Грубо ее можно представить в виде бесконечного во всех направлениях ящика, заполненного различными космическими объектами. Вселенная Эйнштейна криволинейна, а заполняющие ее массы создают такое тяготение, что она оказывается замкнутой на себя. Она безгранична, ибо не имеет границ, но она конечна.

Аналогом бесконечной замкнутой системы в двух измерениях является так называемая поверхность Мёбиуса. Эту поверхность можно получить, если концы узкого листа бумаги склеить разными сторонами. Получится поверхность, на которой двумерное существо может свободно передвигаться по обеим сторонам, даже не «предполагая», что это разные стороны листа, а выйдя в направлении вдоль листа, рано или поздно вернется в исходную точку. Но в нашем примере мы взяли полоску бумаги. Мысленно можно представить себе такую «вывернутую сферу», на которой замыкается мир двумерного существа. Он неограничен, но конечен, и сколько бы это двумерное существо ни путешествовало на нем и не исследовало его своими телескопами и другими методами, оно не вышло бы за его границы и не могло бы понять такую возможность. Для этого ему надо было бы приобрести третье измерение.

Замкнутая Вселенная Эйнштейна стационарна, т. е. ее размеры неизменны. В начале 20-х годов решением уравнений гравитации Эйнштейна занимался русский математик А. А. Фридман, который сделал следующий вывод: если Вселенную рассматривать однородной и изотропной, т. е. обладающей однородным распределением материи и одинаковыми свойствами пространства во всех направлениях, должно иметь место ее непрерывное расширение. Этот кажущийся вначале парадоксальным факт нашел, однако, свое экспериментальное подтверждение в виде так называемого «красного смещения».

В 1929 г. американский астроном Хаббл обнаружил, что в спектрах всех далеких галактик спектральные линии смещены к красному концу, причем смещение тем больше, чем удаленнее галактика. Такое смещение хорошо известно для распространения волн и носит название эффекта Доплера. Он состоит в том, что в случае удаления от тела, излучающего волновые колебания, длина волны

увеличивается. То же самое будет при удалении источника излучения: световые волны удлиняются к красному концу спектра. Смещение линий в спектре к красному концу соответствует удлинению волны и свидетельствует об удалении источника. Значит, «красное смещение» спектральных линий далеких галактик означает их разбегание. Этот факт явился еще одним замечательным подтверждением справедливости новой теории тяготения.

Описанная модель получила название модели расширяющейся Вселенной Фридмана или просто фридмановской модели.

Радиус кривизны Вселенной зависит от плотности вещества в ней, а тем самым в каком-то смысле от общей массы Вселенной. Считается, что 10^{30} г — это критическая масса, соответствующая переходу от закрытой модели к открытой. Если, как считают сейчас, масса Вселенной примерно 10^{28} — 10^{29} , то Вселенная должна быть закрытой, т. е. занимать некоторый конечный объем. Если же эта масса $> 10^{30}$ г, хотя бы порядка 10^{31} — 10^{32} г, то Вселенная открыта и имеет бесконечный объем.

Но тут есть одна тонкость. Если Вселенная открыта или имеет евклидову пространственную (трехмерную) геометрию, то она неограниченно расширяется, не имея при этом центра, т. е. в любой точке мы будем наблюдать, что все тела или скопления тел, видимые в любом направлении, удаляются от нас. Если же Вселенная закрыта, то она будет то расширяться, то сжиматься — пульсировать, все время сохраняя постоянный средний объем.

Статическая Вселенная в любом случае сохраняет постоянный объем.



ПРИТЯЖЕНИЕ И СИЛА ТЯЖЕСТИ

Согласно закону всемирного тяготения Земля притягивает все тела. Но на каждое тело или на каждую массу, находящуюся на поверхности Земли, действует не только сила притяжения, равнодействующая которой направлена в центр масс Земли, но и, поскольку эта масса участвует вместе с Землей во вращении вокруг ее оси, центробежная сила, направленная перпендикулярно оси вращения наружу. Составляющая этих двух сил и есть сила тяжести (рис. 5).

Если бы Земля не вращалась, и действовала только си-

ла притяжения, обратно пропорциональная квадрату расстояния до центра масс, то в точках, расположенных на равных расстояниях от центра, силы были бы равны и направлены к центру. Геометрическим местом таких точек является поверхность, всюду равно удаленная от центра, т. е. сфера. В каждой точке этой сферы сила перпендикулярна поверхности, т. е. силы, направленные по касательной поверхности, отсутствуют.

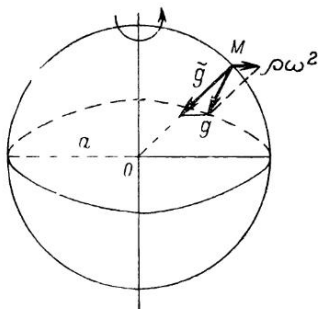


Рис. 5. Сила тяжести как равнодействующая силы притяжения и центробежной силы.

Такая поверхность является поверхностью равновесия жидкости и называется уровенной. Понятно, что жидкая однородная Земля под действием центральных ньютоновских сил приняла бы форму, ограниченную такой поверхностью, т. е. форму шара. Если такой шар заставить вращаться с некоторой угловой скоростью ω , появится центробежная сила,

направленная от оси вращения. Поверхность равновесия нарушится, появятся касательные силы, которые заставят жидкость перетекать так, чтобы уже новая сила, составленная из силы притяжения и центробежной силы, стала перпендикулярной к поверхности. Наша идеальная Земля будет вытягиваться в плоскости экватора и сплющиваться у полюсов, пока не исчезнут касательные силы. Земля примет форму сфероида — фигуры, похожей на сферу и очень близкой к эллипсоиду вращения. Результирующая двух сил — притяжения и центробежной — есть сила тяжести.

Под действием силы тяжести все массы Земли испытывают ускорение g . Из двух составляющих сил сила притяжения играет главную роль. Отношение центробежной силы в максимуме, т. е. на экваторе, к силе тяжести на экваторе, т. е. в минимуме, составляет: $q = \frac{\omega^2 a}{g_e} = \frac{1}{288}$,

где a — экваториальный радиус Земли. Центробежная сила, наибольшая на экваторе, постепенно уменьшается до нуля к полюсам. Соответственно она уменьшает силу тя-

жести наиболее заметным образом в экваториальных широтах и совсем мало — в полярных. В свою очередь, простилая из-за этого деформация уровенной поверхности, ее опускание у полюсов и поднятие у экватора, а также следующее вместе с этим перетекание масс усиливают этот эффект, увеличивая силу тяжести у полюсов и уменьшая ее у экватора.

Общее действие всех этих факторов — центробежной силы, перетекания масс, удаления точки от центра (у экватора) или приближения ее к центру (у полюсов) — приводит к изменению силы тяжести от полюса к экватору на величину $\frac{g_p - g_e}{g_e} = \frac{1}{189}$, где g_p и g_e — ускорение силы тяжести на полюсе и на экваторе соответственно.

Из этой величины $\frac{1}{288}$ приходится на центробежный эффект. Значит, за счет перетекания масс и перемещения их относительно центра масс происходит изменение на $\frac{1}{189} - \frac{1}{288} \approx \frac{1}{549}$. Обычно имеют дело не с самой силой тяжести, а с ускорением силы тяжести, численно равным напряженности силы тяжести в данной точке. Ускорение не зависит от притягиваемых масс. За единицу ускорения силы тяжести принимается такое ускорение, которое развивает масса в 1 г под действием силы в 1 дин. Такая единица получила название гал в честь Галлилея, впервые измерившего ускорение силы тяжести. Полное ускорение силы тяжести на Земле равно приблизительно 981 гал.

Размерность ускорения легко подсчитать из закона равноускоренного движения:

$$S = \frac{gt^2}{2}$$

или

$$g = \frac{2S}{t^2},$$

откуда единица ускорения измеряется в см/сек².

Сейчас в обиходе такая единица напряженности поля силы тяжести, которая развивается массой в 1 кг при ускорении 1 м/сек², называется ньютоном (н). Эта единица входит в современную международную систему единиц, обозначаемую СИ.

Центробежная часть силы тяжести составляет $\frac{1}{288}$ от

981 гал, т. е. ускорение силы тяжести увеличивается от экватора к полюсу за счет центробежной силы на 3,4 гал. Полное изменение силы тяжести от экватора к полюсу составляет:

$$\frac{1}{189} \cdot 981 = 5,2 \text{ гал.}$$

Изменение силы тяжести, произошедшее за счет перемещения масс и деформации поверхности, будет:

$$\frac{1}{550} \cdot 981 = 1,8 \text{ гал.}$$

Если бы угловая скорость вращения Земли увеличивалась, то, очевидно, в какой-то момент центробежная сила превысила бы силу тяготения, удерживающую массы Земли в известной нам форме, и Земля разлетелась бы, образовав космическую пыль или обломки планеты.

Легко подсчитать, какой запас в скорости имеет Земля до этого трагического момента. Очевидно, что катастрофа должна была бы наступить близко к пределу, когда центробежная сила сравняется с силой тяготения, т. е. когда отношение

$$q = \frac{\omega^2 a}{g_e}$$

станет равным 1. Сейчас же оно равно $\frac{1}{288}$. Для выполнения указанного условия надо, чтобы величина ω^2 увеличилась в 288 раз или ω увеличилась бы в $\sqrt{288}$ раз, т. е. примерно в 17 раз.

Если сейчас полный оборот Земли происходит за сутки, т. е. 24 ч, то для того чтобы разорваться, Земля должна начать крутиться в 17 раз быстрее и совершать оборот за $24 : 17 = 1,4$ ч.

Изменение силы тяжести на земной поверхности

Итак, вследствие вращения Земли и ее сплюснутости у полюсов сила тяжести изменяется с широтой места — она увеличивается к полюсам и уменьшается к экватору. Как уже было сказано, это изменение составляет $\frac{1}{189}$, или

приблизительно 0,6% полной силы. Значит гиря, которая на полюсе весит 1 кг, на экваторе будет весить только 994 г.

Таким образом, вес на поверхности Земли — понятие относительное, он изменяется от места к месту и вполне заметно. Если взвешивание производить весами с коромыслом, то этот эффект не ощущается, так как и гиря и уравновешиваемый ею предмет изменяют вес одинаково. Но если взвешивание производить при помощи пружинных весов, то при их эталонировании надо учитывать широту места. Так, например, весы, изготовленные в Ереване, в Мурманске, на каждом килограмме покажут перевес 2 г или на каждой тонне — 2 кг. Такое правильное изменение силы тяжести, обусловленное вращением Земли, функционально связанное с широтой и не зависящее от долготы, называется нормальным изменением гравитационного поля.

Сила тяжести зависит, кроме того, от распределения масс в Земле. Если плотные тяжелые массы кристаллического фундамента или более глубоких слоев Земли подходят ближе к поверхности, то в этом месте притяжение увеличится и сила тяжести будет больше. Наоборот, в областях с большой мощностью легких осадочных пород сила тяжести должна уменьшаться. Такие изменения силы тяжести, связанные с плотностными неоднородностями земной коры, не имеющие явной, видимой закономерности и обуславливающие отклонение значений силы тяжести от нормального, называются аномалиями силы тяжести.

Аномалии обычно не бывают большими. Их значения колеблются в пределах нескольких сотен миллигал, что составляет 0,05% полного значения силы тяжести и на порядок меньше нормального изменения ее. Однако именно эти изменения представляют наибольший интерес. Именно они дают представление о строении земной коры и распределении в ней полезных ископаемых.

Изменение силы тяжести по высоте

Раз мы начали говорить об изменении силы тяжести в пространстве, то следует рассмотреть, как она меняется с высотой, при удалении от Земли и внутри Земли, в

частности в воде. Это не только интересно, но и практически важно. Только зная характер изменения силы тяжести, можно образовать аномалии и использовать их в дальнейшем для решения тех или иных задач.

Изменение силы тяжести вне масс Земли по высоте легко получить. Для этого надо разность ускорения силы тяжести в двух точках $g_1 - g_0$ разделить на изменение высот между этими точками — ΔH . Принимая Землю за сферу, можно считать $\Delta H = R_1 - R_0$, где R_0 — радиус Земли, а R_1 — расстояние от центра Земли до точки, в которой измерено g_1 .

Ускорения силы тяжести в соответствующих точках будут:

$$g_0 = \frac{GM}{R_0^2}; \quad g_1 = \frac{GM}{R_1^2}.$$

Тогда

$$\begin{aligned} \frac{\Delta g}{\Delta H} &= \frac{\frac{GM}{R_1^2} - \frac{GM}{R_0^2}}{R_1 - R_0} = \frac{GM \left(\frac{1}{R_1^2} - \frac{1}{R_0^2} \right)}{R_1 - R_0} = \\ &= - \frac{GM(R_1 + R_0)}{R_1^2 R_0^2}. \end{aligned}$$

Имея в виду, что ΔH мало по сравнению с радиусом Земли, можно считать $R_1 = R_0 = R$ и тогда

$$\frac{\Delta g}{\Delta H} = - \frac{2GM}{R^3} = - \frac{2GM}{R^2} \frac{1}{R} = - \frac{2g}{R},$$

откуда

$$\Delta g = - \frac{2g}{R} \Delta H.$$

Если Δg будем измерять в $мг/л$, а ΔH — в $м$, получим, что $\Delta g = -0,3086 \Delta H$. Если высота увеличится на 100 $м$, — сила тяжести уменьшится на 30,9 $мг/л$. Этот закон дифференциальный, поэтому он действует на малых превышениях в непосредственной близости от Земли. С достаточной точностью он применяется в пределах высот земной местности, т. е. до нескольких километров.

Полученное соотношение приближенно. Оно не учитывает сжатия Земли и эффекта вращения. Собственно, то, что мы получили, есть изменения притяжения (а не силы тяжести) некоторой средней сферической Земли. Однако для практических целей, как правило, этого бы-

вадет достаточно. При удалении от Земли величина коэффициента при ΔH убывает. Для области, удаленной от центра Земли на 2 радиуса, т. е. для высоты над поверхностью Земли в 6000 км этот коэффициент уменьшится в 8 раз и там изменение высоты на 100 м вызовет изменения силы тяжести не на 30 мгл, а лишь на 3,8 мгл. Конечно, и само ускорение притяжения в этом случае уменьшится примерно в 4 раза.

При удалении от Земли все время будет возрастать доля центробежной силы. При этом сила притяжения будет убывать. Наконец, на расстоянии около 40 000 км в экваториальной плоскости они сравняются, и напряженность поля силы тяжести в этой плоскости обратится в нуль. Однако этот факт практического значения не имеет. Центробежная сила действует только на предметы, связанные с Землей и участвующие с ней в общем вращении вокруг земной оси. Предметы, удаленные от Земли, например искусственные спутники, уже не участвуют в этом вращении, а движутся по законам притяжения вокруг Земли. В таком случае законы движения определяют поле тяготения, а не поле силы тяжести.

Изменение притяжения внутри Земли

Знать изменение силы тяжести внутри масс важно как для измерений в море под водой или в шахтах, так и для изучения внутреннего строения Земли.

В теории потенциала доказывается теорема, показывающая, что внешний однородный сферический слой не притягивает материальную точку, расположенную внутри сферы. Другая теорема гласит, что однородная материальная сфера притягивает внешнюю точку как точка, расположенная в центре сферы и имеющая массу, равную массе всей сферы. Поэтому если речь идет о притяжении сфер, то задача упрощается тем, что сферы могут быть заменены точками. А точка притягивает любую другую точку с силой, обратно пропорциональной квадрату расстояния.

Из всего сказанного следует, что при перемещении точки с поверхности Земли к центру действующая на точку сила притяжения будет, во-первых, увеличиваться обратно пропорционально квадрату убывающего радиуса, во-вторых, уменьшаться пропорционально уменьшению

массы, так как внешние массы на точку не действуют, т. е. происходит как бы уменьшение притягивающей сферы. Это уменьшение массы пропорционально кубу радиуса, так как объем сферы равен $\frac{4\pi R^3}{3}$. Значит и уменьшение притяжения пропорционально кубу радиуса. От-

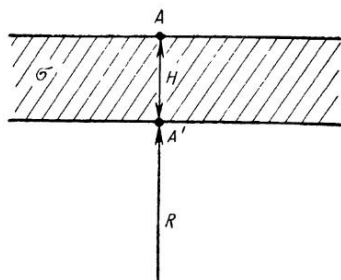


Рис. 6. Притяжение плоского слоя.

сюда видно, что притяжение внутри Земли убывает по мере углубления пропорционально первой степени радиуса. Доказывается, что оно равно $4\pi G\sigma R$, где G — гравитационная постоянная, σ — плотность масс.

Однако все это справедливо для Земли однородной и имеющей правильную сферическую форму. Выступающие над ее поверхностью горы, острова, континенты нельзя рассматривать принадлежащими к сфере. Значит, при реальном погружении точки в Землю (на континенте) образовавшийся над ней слой будет ее притягивать. Этот слой можно рассматривать в первом приближении как плоскую пластину. Притяжение пластины известно. Оно равно $\delta g = 2\pi G\sigma H$ или в числовом виде $\delta g = 0,0419 \sigma H$, где σ — плотность, H — глубина погружения точки.

Рассмотрим, как изменяется притяжение при погружении точки внутрь Земли (в точку A') на реальном континенте (или острове). Точку A (рис. 6) притягивает слой масс, заключенный между точками A и A' . Это притяжение равно $0,0419 \sigma H$. Когда точка A опустится в A' , этого притяжения не будет. Значит изменение притяжения $\delta g_1 = -0,0419 \sigma H$.

При опускании точки из A в A' уменьшится высота точки на величину H , а значит увеличится притяжение на величину $\delta g_2 = +0,3086 H$. Но массы, которые расположены между A и A' , после того как точка перешла из A в A' , начали притягивать ее в противоположную сторону, т. е. вверх. Иными словами, общая сила притяжения на эту точку уменьшится на величину $\delta g_3 = -0,0419 \sigma H$.

Общее изменение притяжения даст сумма $-\delta g_1 + \delta g_2 + \delta g_3$:

$$\delta g = 0,3086H - 0,0838\sigma H.$$

По этому закону сила притяжения изменяется при углублении в Землю.

При небольших плотностях, а обычно плотности верхних, осадочных пород $2,1\text{--}2,4 \text{ г/см}^3$, первый член этого выражения больше второго, значит в целом при углублении в Землю сила тяжести увеличивается. Но по мере углубления возрастает плотность. Легко найти плотность, при которой прекратится изменение притяжения при углублении. Для этого достаточно в нашем выражении положить $\delta g = 0$. Удовлетворяющая этому условию плотность (σ) равна $3,6 \text{ г/см}^3$. При $\sigma = 3,6 \text{ г/см}^3$ сила тяжести при дальнейшем углублении не изменяется, при $\sigma < 3,6 \text{ г/см}^3$ она увеличивается пропорционально глубине, а при $\sigma > 3,6 \text{ г/см}^3$ уменьшается пропорционально глубине.

Плотность $3,6 \text{ г/см}^3$ свойственна довольно глубоким слоям Земли, залегающим глубже земной коры и получившим название земной мантии. Такие плотности могут быть у верхних слоев средней мантии, что соответствует глубине порядка 100 км. Но на такой глубине картина становится сложнее, так как находится за пределами действия тех слоев, которые можно уподобить пластине. Еще до достижения слоев плотностью $3,6 \text{ г/см}^3$ сила притяжения начинает убывать.

Итак, при движении точки с поверхности Земли к центру действующая на нее сила притяжения вначале медленно возрастает по закону $\delta g = 0,0838 \sigma H$ примерно до глубин 20—30 км. Далее она начинает убывать пропорционально первой степени радиуса и в центре Земли обращается в нуль.

Сила тяжести под водой

Измерения силы тяжести под водой производятся как на дне моря с донными гравиметрами, так и на подводных лодках. Поскольку все эти измерения пересчитываются для поверхности моря, надо знать закон изменения притяжения в воде.

Верхние слои океана, расположенные над точкой наблюдения, можно рассматривать как сферический слой. Тогда для точки внутри океана действует следующий закон изменения притяжения: $\delta g = 0,3086 H - 0,0838 \sigma H$. Здесь $\sigma = 1,03 \text{ г/см}^3$ — плотность воды в океане.

Учитывая σ , получим: $\delta g = +0,3086 H - 0,0838 H = +0,225 H$.

Таково изменение притяжения при углублении в море. Эта же формула дает поправку к наблюдаемому значению силы тяжести под водой для приведения его к поверхности моря. При этом H имеет отрицательный знак, так как оно играет роль глубины ($-H = P$), и поправка для приведения к уровню моря принимает следующий вид: $\delta g = -0,3086 P + 0,0838 P = -0,225 P$. Значит, при углублении в воду на 100 м сила тяжести увеличится на 22,5 мгл. Такую поправку надо вводить во все наблюдаемые под водой значения силы тяжести, чтобы привести ее к поверхности воды.

Изменение силы тяжести во времени. Приливы

До сих пор мы говорили о том, как изменяется сила тяжести, если мы из одной точки переместимся в другую. Но оказывается, что в одной и той же точке сила тяжести также непостоянна. Она периодически изменяется, то увеличиваясь, то уменьшаясь. Главный период таких колебаний близок к половине суток. Это происходит от изменения возмущающего притяжения Луны и Солнца в связи с изменением их положения относительно притягиваемой точки.

По закону всемирного тяготения все тела взаимно притягиваются. Значит наша единичная масса, находящаяся на Земле, притягивается не только Землей, но и Луной и Солнцем и всеми планетами. Влияние планет, значительно более удаленных, чем Луна, и имеющих гораздо меньшие массы, чем Солнце, при современной точности измерений неощутимо.

Луна и Солнце при видимом движении вокруг Земли изменяют свое положение относительно нее. Иными словами, Земля в своем суточном вращении поворачивается

к Солнцу или Луне разными сторонами. На стороне, обращенной к возмущающему телу, возникает дополнительное притяжение, направленное от центра Земли.

Максимальные изменения силы тяжести достигают от возмущения Луны 0,16452 *мгл* и Солнца 0,07576 *мгл*. Максимальный суммарный эффект составляет 0,24 *мгл*. Эта величина имеет тот же порядок, что и точность современных гравиметрических измерений, а значит она должна учитываться при гравиметрических работах. Так и делается. Составляются специальные таблицы, в которых для каждой широты и долготы на каждый час дня и ночи на все дни года даются величины лунно-солнечных возмущений силы тяжести. Когда светило располагается над точкой наблюдения, сила тяжести уменьшается. Уменьшается и потенциал. В силу этого уровенная поверхность, определяющая фигуру Земли, несколько перемещается в сторону притягивающего тела. Возникает прилив. Вода начинает перетекать в этом направлении, и ее уровень повышается. Суша тоже несколько поднимается.

Когда светило располагается под углом 90° к отвесу, восстановленному в точке наблюдения, иными словами, на горизонте, прилив спадает полностью. Наступает отлив. Но замечательно то, что когда светило окажется с противоположной стороны Земли относительно исследуемой точки, то в ней снова возникнет прилив, а не отлив, как могло бы показаться. Существуют формулы для Δg и Δg_s , согласно которым Δg достигают максимума при двух значениях зенитного расстояния $z: z=0$ и $z=\pi$. Такое явление обусловлено тем, что при движении по орбите Луна вызывает некоторое смещение центра масс Земли. Движение происходит около общего центра масс Луна — Земля. При этом все массы смещаются, и чем ближе они к возмущающему телу, тем смещение больше. Поэтому больше всего сместятся массы, для которых Луна в зените Z , меньше — центральные массы и еще меньше — массы, для которых Луна в надире N (рис. 7).

Для того чтобы получить величины возмущения силы тяжести, надо вычесть из проекции на радиус векторов возмущения T на поверхности Земли проекцию вектора возмущения T в центре. Пропорционально возмущающим векторам будет и перемещение уровенной поверхности. Полученные таким образом разности проекций векторов на радиусы показаны на рис. 8, из которого видно, что

возмущения достигают максимума в местах, где светило в зените и надире, тогда как в квадратурах имеется даже некоторое понижение уровенной поверхности.

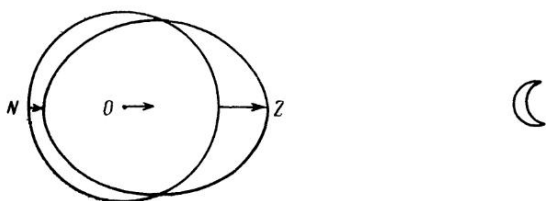


Рис. 7. Перемещение центра и точек поверхности Земли под действием притяжения Луны или Солнца.

Наибольший подъем уровенной поверхности под возмущающим действием Луны достигает 35,6 см, наибольшее опускание — 17,8 см. Таким образом, наибольшая амплитуда вызванных Луной колебаний уровенной поверхности составляет 53,4 см.

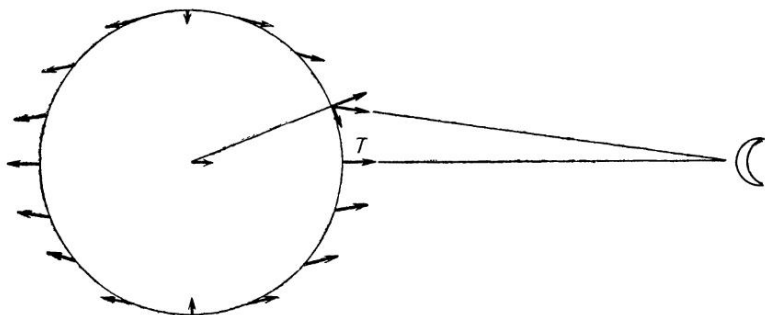


Рис. 8. Схема действия приливных сил.

Для возмущений от Солнца наибольший подъем уровенной поверхности 16,4 см, наибольшее опускание — 8,2 см, наибольшая амплитуда — 24,6 см. При определенных положениях Луны и Солнца относительно рассматриваемой точки амплитуда перемещений уровенной поверхности может достигнуть 78 см. Если бы сама Земля была абсолютно твердой, но имела оболочку из невесомой

идеально текучей жидкости и если бы не было эффектов резонанса, то высота прилива была бы точно такой. Если бы Земля была абсолютно твердой без жидкой оболочки, приливы отсутствовали бы. На самом деле Земля имеет в основном жидкую, а частично твердую пластическую оболочку и сама не является абсолютно твердой. Амплитуда прилива лежит между максимальными амплитудами для Земли с оболочкой из идеальной жидкости и абсолютно твердой Земли без оболочки. Реальная деформация Земли приливной волной составляет приблизительно 65% от идеального статического прилива, что дает максимальную амплитуду колебания земной поверхности для области экватора 51 см. В области 50—60° широты эти смещения уменьшаются до 40 см.

Таким образом, Земля непрерывно пульсирует. Волна приливного вздутия все время пробегает по ней. Мы не ощущаем этих перемещений лишь потому, что они очень медленны, меньше 4 см в час, и относительные перемещения близрасположенных предметов уже совсем малы. Так, например, относительное изменение высот на расстоянии 40 км для Москвы для точки на окружной кольцевой дороге в районе г. Бабушкина относительно точки на кольцевой дороге в районе Варшавского шоссе составляет 3 мм.

Под влиянием возмущений Луны и Солнца периодически изменяется положение отвесной линии, т. е. изменяются наклоны уровенной поверхности. Отвесная линия при вращении Земли описывает эллиптический конус, превращающийся в плоскость в плоскости орбиты Луны и в правильный круговой конус — в области полюсов. Иными словами, под влиянием возмущающего действия Луны и Солнца периодически изменяются широты или, что то же самое, положение полюса Земли. Полюс описывает эллиптические кривые с малым эксцентриситетом.

По этой же причине происходят океанические приливы, достигающие в некоторых областях Земли нескольких метров высоты. Наиболее высокие приливы бывают в устьях рек и эстуариях вследствие подпора воды. Вообще явление прилива в океане очень сложно. Его высота зависит от протяженности поверхности свободной воды, от характера берегов, от течений, направления и силы ветров и других причин. Но основной порождающей его причиной является притяжение Луны и Солнца. Существует

сложная теория океанических приливов и целая служба изучения их и наблюдения за ними. Это очень важно для судоходства. Вблизи берегов, в заливах, бухтах, проливах без учета изменения приливом уровня воды легко посадить судно на мель. Мы все помним, как Робинзон Крузо ждал отлива, чтобы попасть на потерпевший крушение корабль. Пираты часто прятали свои корабли в бухтах, куда проникнуть можно было только точно зная характер приливов в этой области.

Приведем несколько цифр максимальных высот приливов в разных частях земного шара: залив Фанди (Канада) — 13,6 м, залив Фробишер (Канада) — 13,6 м, Северн (Великобритания) — 13,1 м, бухта Мон-Сен-Мишель (Франция) — 12,6 м, Средиземное море — 0,4 м.

Если провести тщательный анализ лунно-солнечных приливов, то оказывается, что имеет место не одна, а целый комплекс приливных волн. Волна с периодом около полусуток (самая большая) появляется от вращения Земли в возмущающем поле притяжения Луны. Вследствие собственного движения Луны она оказывается несколько меньше полусуток. Аналогичная волна получается от возмущения Солнцем. Эти волны вследствие различного собственного движения Луны и Солнца имеют переменный сдвиг фаз. Волна с полумесячным периодом возникает при обращении Луны вокруг Земли и т. д.

Приливные волны можно разделить на три основных типа.

1. Полусуточные волны, охватывающие всю Землю от полюса до полюса, фронт которых располагается по меридиану. Эти волны имеют максимумы на меридиане, над которым светило находится в зените, и на меридиане, отстоящем от него на 180° . В квадратурах, т. е. в меридианах, расположенных на 90° от меридиана, над которым находится светило, волна в зените достигает минимума, а переход знака имеет место на меридианах, расположенных в 45° от максимальных. Это так называемые секториальные волны — главные приливные волны, имеющие полусуточный период. Величина прилива в секториальной волне изменяется от экватора к полюсу от максимума до нуля.

Лунные секториальные волны, возникающие от суточного вращения Земли, имеют период, равный лунным полусуткам, т. е. 12 ч 25 мин. Эта волна обозначается в

теории приливов через M_2 . Вследствие движения Луны по эллипсу, в фокусе которого находится Земля, ее удаленность от Земли и скорость движения различны. В перигее Луна ближе всего к Земле, и скорость ее движения больше, в апогее Луна дальше всего от Земли, и скорость движения ее меньше. В результате возникают так называемые полусуточные эллиптические волны, обозначаемые N_2 (период 12 ч 39 мин) и L_2 (период 12 ч 11 мин).

Вследствие наклона лунной орбиты к экваториальной плоскости Земли, а стало быть изменения расположения светила над Землей, возникает еще одна волна K_2 , называемая деклинационной, с периодом 11 ч 58 мин.

Полусуточные секториальные волны от Солнца возникают аналогичным образом. Имеется главная полусуточная волна S_2 с периодом 12 ч 00 мин, две эллиптические волны — R_2 и T_2 , возникающие от изменения скорости движения Солнца в перигее и апогее, и деклинационная волна K_2 , не отделимая практически от лунной деклинационной волны.

2. Суточные волны, имеющие период, близкий к суткам. Они возникают от наклона лунной орбиты и эклиптики к плоскости экватора (так называемые деклинационные волны) и от эллиптичности движения (эллиптические волны). Физически их появление можно объяснить следующим образом: когда светило находится в зените над точкой, допустим, севернее экватора, в этой точке начнется прилив. Этот же прилив возникнет в точке антипода, т. е. на меридиане, отстоящем на 180° , но уже южнее экватора. В то же время в противоположных полушариях — на 90° к югу от первой точки и к северу от второй точки — будут минимумы прилива. В этом случае границей раздела служит экватор. Максимум прилива в северном полушарии относительно южного сдвинут по времени (или по меридиану, что одно и то же) на 180° . Такие волны называются тессеральными. Имеются лунные тессеральные деклинационные волны K_1 и O_1 , эллиптические тессеральные волны Q_1 и I_1 и соответствующие солнечные волны.

3. Долгопериодические волны, связанные с временем изменения склонения возмущающего светила и имеющие зональный характер. Они пробегают в теле Земли, с фронтом распространения не по меридиану, как суточные

и полусуточные, а по параллели, и имеют узловой линией, т. е. линией, до которой распространяется максимум прилива, параллель $35^{\circ}16'$, где происходит изменение знака волны. Эти волны называются зональными. Период таких волн для Луны 14 суток, для Солнца 6 месяцев, т. е. срок полуобращения Луны вокруг Земли и Земли вокруг Солнца. Эта волна вызывает медленное поднятие и опускание земной поверхности у полюсов на 28 см и соответственно опускание и поднятие у экватора на 14 см.

Сложное движение Луны вызывает ряд других волн, амплитуды которых незначительны. Так, существуют волны с периодом 18,61 года и волны с периодом $1/3$ суток.

Сейчас организована специальная служба изучения земных приливов при помощи специальных приборов, измеряющих изменения силы тяжести, наклонов и широты места.

Сложный анализ длительных рядов наблюдений позволяет разделить все эти волны, наблюдающиеся суммарно, установить их связь с возмущающими факторами и получить некоторые сведения о внутреннем строении Земли.

О вековых изменениях силы тяжести

Кроме периодических изменений силы тяжести имеются непериодические, так называемые вековые изменения. Однако они столь малы, что пока еще никому не удалось их обнаружить. И не удивительно. Ведь эпоха точных гравиметрических измерений, строго говоря, насчитывает не более двух десятилетий. Для обнаружения вековых изменений требуется длительное время. Однако наличие вековых изменений не подлежит сомнению.

Назовем причины, вызывающие вековые изменения силы тяжести на Земле. Две из них — локальные, земные — очевидны, третья, имеющая значение для Вселенной в целом, — гипотетична.

1. Земля вращается вокруг своей оси неравномерно. Эта неравномерность уже отмечена при помощи высокоточных часов и различными косвенными методами. Она носит сложный характер. Имеется периодическая неравномерность, связанная с сезонными и многолетними пе-

риодами, но есть и вековое замедление вращения Земли, постепенно увеличивающее длину суток. Наличие такого увеличения отмечено как для последних 2600 лет, так и последних 250 лет. Среднее удлинение суток за 2600 лет равно 0,0023 сек/год, за последние 250 лет — 0,00135 сек/год.

Изменение скорости вращения Земли очевидным образом отражается на силе тяжести. Это проявляется в изменении ее центробежной составляющей. Если происходит постепенное замедление скорости вращения Земли, то центробежная сила уменьшается, и сила тяжести в целом увеличивается. Это повышение, максимальное в экваториальной области, ослабляется к полюсам по закону косинуса широты. Но помимо этого прямого эффекта замедление вращения вызовет к действию и другие причины изменения силы тяжести. Такое замедление должно явиться причиной перетекания масс от экватора и изменения сжатия Земли. Однако все эти эффекты очень слабые и обнаружить их непросто. Тем более нельзя ожидать каких-либо заметных изменений фигуры Земли на протяжении жизни многих поколений.

2. Земля — не остывшее, безжизненное тело. Она живет. Внутри Земли происходят активные физические и химические процессы: распад радиоактивных элементов, разогрев одних областей и охлаждение других, преобразования веществ под действием температуры и давления, перетекания вещества и т. п. Эти процессы проявляются на поверхности Земли в виде вулканической деятельности, землетрясений, образования и исчезновения островов и горячих источников, появления разломов, в том числе гигантских разломов, протягивающихся на огромные расстояния.

Очевидно, что эти процессы не могут не сказаться на силе тяжести. Приток более плотных масс должен вызвать увеличение силы тяжести, отток их и замена менее плотными массами, наоборот, уменьшение силы тяжести. Эти изменения опять-таки очень медленны и незначительны. Однако появление возможности их обнаружения дало бы в руки геофизиков новое мощное средство для изучения внутреннего строения Земли.

3. Сила гравитационного взаимодействия всех масс во Вселенной определяется самой массой, расстоянием между ними и коэффициентом пропорциональности G в зако-

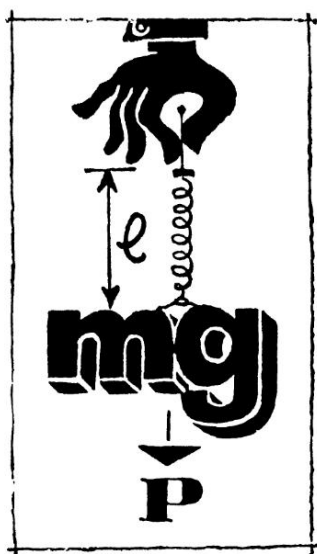
не всемирного тяготения Ньютона, называемым гравитационной постоянной:

$$F = G \frac{mM}{R^2}.$$

Как мы уже упоминали, гравитационная постоянная для всей Вселенной одинакова. Это одна из фундаментальных констант физики. Современная физика исходит из постулата постоянства этой величины. Однако некоторые физики современности (правда, их немного), в частности английский физик Дирак, высказали смелую мысль, что эта постоянная непостоянна. Из этого вытекает много интересных следствий для космологии, общей теории относительности, гравитационного поля и эволюции Земли. Но об этом будет рассказано ниже.

СПОСОБЫ ИЗМЕРЕНИЯ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

Свободное падение



Итак, силу тяжести знать весьма полезно. Конечно, можно обойтись и без нее, но тогда окажется невозможным рассчитать исходные данные для запуска космического корабля, невозможна будет гравиметрическая разведка полезных ископаемых, нельзя будет точно определить некоторые физические константы. Без измерения силы тяжести невозможен дальнейший прогресс физики и астрономии, поскольку именно ею определяются взаимодействия всех тел Вселенной.

Гравитационная постоянная, описывающая это взаимодейст-

вие и позволяющая выразить силу его в числовой форме, может быть получена также при условии умения измерять силу тяжести.

Как же измерить силу тяжести на Земле? Очевидно, что для этого надо воспользоваться каким-то ее проявлением, которое можно наблюдать. Первым проявлением является свободное падение тел. Именно этим воспользовался Галилей, открывший явление притяжения и впервые измеривший величину силы тяжести. Сейчас этот процесс легко описать, пользуясь уже установившимися понятиями элементарной физики. Читатель знает, что при свободном падении тела путь S , пройденный им, определяется по времени t падения при помощи следующей формулы:

$$S = \frac{gt^2}{2}.$$

Здесь g — ускорение силы тяжести, т. е. та самая величина, которую мы хотим определить.

Значит, если мы дадим телу свободно падать под действием ускорения силы тяжести в течение t секунд и измерим пройденный им путь S , то легко вычислим ускорение силы тяжести:

$$g = \frac{2S}{t^2}.$$

Конечно, надо иметь в виду, что тело должно падать в абсолютной пустоте, так как трение воздуха задержит его движение и исказит результат.

Этот метод измерения ускорения силы тяжести и был применен в 1590 году Галилеем. Он получил значение $g=9,8$ м/сек², т. е. за первую секунду падения тело пройдет 4,9 м, за две секунды 19,6, за три 44,1 м и т. д.

Этот метод прост для установления самого факта равноускоренного движения падающего тела и ориентировочной величины ускорения, однако, когда возникает необходимость в точном определении величины ускорения свободного падения, он оказывается трудно реализуемым. Для того чтобы это стало понятным, посмотрим, с какой точностью требуется определять величины, подлежащие измерению.

Воспользуемся формулой для S . Напишем отношение ошибок к самим величинам:

$$\frac{\Delta S}{S} = \frac{\Delta \left(\frac{gt^2}{2} \right)}{\frac{gt^2}{2}}.$$

Если t известно, можно считать, что относительная ошибка правой стороны не зависит от t и тогда

$$\frac{\Delta S}{S} = \frac{\Delta g}{g}.$$

Это значит, что если мы хотим определить ускорение силы тяжести g с точностью 1:1 000 000, то и путь, пройденный падающим телом, надо установить с той же точностью, т. е., если путь падения равен 1 м, то измерить его надо с точностью 1 микрон. Это касается и времени падения: его точность также должна достигать одной миллионной доли секунды. Но это уже задача сложная. Надо обеспечить полный вакуум, измерить путь падения и время падения с точностью в миллионные доли самих величин.

Легко себе представить, что измерить время с точностью до миллионных долей секунды весьма трудно. Что касается пути, то сейчас есть уже такие приборы и методы измерений, которые позволяют достичь требуемой точности. Но одновременно повысились требования и к точности определения силы тяжести. Появилась необходимость измерений десятимиллионных и даже стомиллионных долей величины g . Пока метод свободного падения не обеспечивает такой точности, но все же он сейчас применяется как основной для так называемых абсолютных определений.

Абсолютным называется метод, позволяющий измерить полное значение силы тяжести.

Маятник — прибор гносеологический

Очень удобным инструментом для измерения силы тяжести оказался маятник. Известный русский астроном А. Ф. Слудский назвал маятник прибором гносеологическим, т. е. познавательным. И в самом деле, этот инстру-

мент позволил изучить много физических явлений, прежде всего колебательный процесс, время и его изменения, и, наконец, силу тяжести. Нас интересует последнее.

Колеблющийся маятник обладает замечательными свойствами. Во-первых, период колебания маятника связан простым соотношением с силой тяжести на Земле. Это соотношение в первом приближении имеет вид

$$T = \pi \sqrt{\frac{l}{g}}.$$

Значит, если измерить период колебания маятника T и его длину l , можно определить абсолютную величину силы тяжести g :

$$g = \frac{\pi^2 l}{T^2}.$$

Во-вторых, колеблющийся маятник обладает свойством изохронности, т. е. его период всегда постоянен, он не зависит от амплитуды, т. е. от затухания, а зависит только от длины маятника и силы тяжести в месте наблюдения.

Это свойство очень удобно для повышения точности определения g . Если мы хотим измерить силу тяжести с точностью до миллионной доли, с такой же точностью должны быть определены период и длина маятника. Конечно, измерить один период, например секундного маятника, с точностью до одной миллионной доли не просто, но здесь сильно помогает свойство изохронности.

Вместо одного периода можно измерить, например, интервал в 10 000 колебаний маятника. Тогда, для того чтобы определить одно колебание с точностью 10^{-6} , достаточно весь этот интервал измерить в 10^4 раз грубее, т. е. с точностью до одной сотой секунды. Период одного колебания получится от деления всего интервала на число колебаний, при этом будет достигнута и нужная точность.

Остается сложность измерения длины маятника до 10^{-6} , которая увеличивается тем, что для физического маятника усложняется понятие длины. Только в идеализированном, так называемом математическом маятнике длина определяется просто как расстояние от точки подвеса до точечной массы на конце невесомой нити. В любом реальном, физическом, маятнике роль длины играет так называемая приведенная длина, равная частному при делении момента инерции относительно оси подвеса на

произведение массы на расстояние от оси подвеса до центра масс:

$$l = \frac{I_0}{aM}.$$

Отметить центр масс с точностью до миллионных долей длины практически невозможно. На помощь приходит замечательное свойство — наличие в любом физическом маятнике взаимных центров качания, расположенных в противоположных направлениях от центра масс. Если эти центры качания принять за оси качания, то периоды колебания при качаниях около того и другого центров будут одинаковы. Значит, если найти в теле маятника точки, периоды качания около которых одинаковы, то расстояние между этими точками и будет длиной маятника.

Это свойство позволяет определить длину физического маятника, но не облегчает положение в отношении достижения необходимой точности. Поэтому определить абсолютное значение силы тяжести при помощи маятника практически столь же трудно, сколь и по наблюдениям свободного падения. Тем не менее на этом принципе были построены так называемые оборотные маятники и с ними произведено определение силы тяжести в значительном числе пунктов.

Маятник позволяет легко делать относительные измерения силы тяжести, т. е. находить не значение силы тяжести в данной точке, а разницу силы тяжести в двух точках, в которых производятся измерения. Для этого достаточно произвести наблюдения колебания одного и того же маятника в двух исследуемых точках и исключить из полученных при этом уравнений неизменную длину маятника l .

Напишем формулу периода колебания маятника для двух точек:

$$T_1 = \pi \sqrt{\frac{l}{g_1}} \quad \text{и} \quad T_2 = \pi \sqrt{\frac{l}{g_2}}.$$

Период и сила тяжести в точке 2 будут отличаться от таковых в точке 1, тогда как длина маятника l не изменится. При делении одного уравнения на другое получим

соотношение, связывающее силу тяжести только с периодом:

$$\frac{T_1^2}{T_2^2} = \frac{g_2}{g_1},$$

откуда

$$g_2 = g_1 \frac{T_1^2}{T_2^2}.$$

По этой формуле легко определить значение силы тяжести в любой точке, если известно значение силы тяжести в исходной точке g_1 и периоды колебания маятника T_1 и T_2 . При этом методе очень важно сохранить длину маятников, но совсем не требуется измерение этих длин.

После того как в конце прошлого века ученые придумали способ относительных определений силы тяжести маятниками, была создана база для практических работ. Тридцатые годы нашего столетия — время расцвета маятниковых гравиметрических определений. Тогда были созданы транспортабельные, достаточно точные, надежно работающие инструменты, которыми вооружились полевые гравиметрические партии, и началось планомерное изучение гравитационного поля Земли. Гравиметристы и геологи покрыли сетями маятниковых гравиметрических пунктов огромные территории. В Советском Союзе было выполнено большое количество определений в Европейской части страны, в Средней Азии, Сибири. Американцы с прибором «Менденхолл» покрыли съемками большую часть штатов Северной Америки и часть Канады. Немцы с приборами Штюкрата и Аскания Верке покрыли съемками всю Германию и примыкающие области Австрии и Венгрии. Итальянцы, французы, англичане, японцы, австралийцы вели систематические маятниковые определения силы тяжести. В тридцатые годы начали вырисовываться многие подробности гравитационного поля Земли. Гравиметрия стала важной, увлекательной областью науки. От теории и лабораторных опытов она перешла к широкому фронту полевых работ.

Гравиметры

Еще М. В. Ломоносов высказал идею измерения силы тяжести гравиметром. В поисках подтверждения предположения об изменяемости притяжения Земли со временем, вследствие происходящих в ней процессов, он даже построил прибор, в котором вес тела уравнивался упругостью газа. Однако нужные измерения при помощи этого прибора он сделать не смог. Но и мы сейчас еще не в состоянии обнаружить изменения силы тяжести, связанные с геологической перестройкой земной коры.

Принцип гравиметра — это принцип пружинных весов. Он крайне прост. Если на пружине подвесить груз массы m , то под действием силы тяжести — веса тела ($p = mg$) пружина растянется на какую-то длину l_0 (рис. 9).

Если теперь изменится ускорение g , а вместе с ним и вес тела mg , то соответственно произойдет изменение длины пружины на величину Δl . Значит, поскольку масса m постоянна, смещение груза Δl может служить мерой изменения силы тяжести Δg . Роль пружины могут играть металлические пружины любой формы — винтовая, спиральная, ленточная и т. д., кварцевые пружины и упругие нити, газ.

Идея гравиметра, несмотря на свою заманчивую простоту, долго не реализовывалась. Это связано не только с возможностями измерительной техники (в гравиметре, так же как и в маятнике, для измерения миллионных долей силы тяжести надо уметь определять смещения груза, равные миллионным долям длины пружины), но и с возможностью создания достаточно стабильных пружин. Внешние (температура, давление) и внутренние (усталость материала, изменение упругости со временем) воздействия на пружину по разным причинам были большими, чем воздействия изменения силы тяжести, и точность измерений оказывалась недостаточной. Только в конце 30-х и в 40-е годы нашего столетия появились достаточно точные и надежно работающие гравиметры.

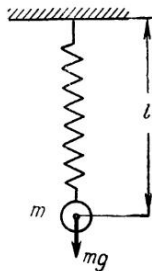


Рис. 9. Принцип устройства гравиметра.

Развитие измерительной техники и техники вообще привело к возможности получения высоких точностей измерений с гравиметрами. Сейчас научились делать стабильные пружины, поддерживать постоянство давления и температуры или компенсировать их с высокой степенью точности, производить отсчеты смещений не только до миллионных, но более высоких долей длины пружины, научились усиливать эти смещения в сотни и тысячи раз. Гравиметр стал инструментом ультраточным. Это определило его промышленное применение.

Гравиметр — инструмент для относительных измерений. Из этого исходит методика гравиметрических работ. Основой их должно быть абсолютное определение силы тяжести в одном или нескольких пунктах, создание от них опорных сетей и развитие от пунктов этих сетей любых других видов съемки.

Итак, гравиметр прибор точный. Кроме того, он легкий и удобен в перевозках. Сейчас созданы гравиметры весом всего несколько килограммов. В гравиметре нет нужды набирать большое число колебаний, как в маятнике. Отсюда его быстродействие. Для определения разности Δg в точке требуется всего несколько минут, а если прибор специально смонтирован на автомобиле, то и меньше минуты. Эти свойства обеспечили гравиметру победное шествие в разведочной геофизике.

Однако и у этого замечательного прибора имеется своя «ахиллеса пята» — это смещение нуля. Нагруженная (или периодически нагружаемая) пружина обладает свойством постепенного изменения растяжения без воздействия каких-либо внешних причин. Соответственно этому изменяется положение нуля пружины независимо от воздействия силы тяжести.

Таким образом, гравиметр всегда изменяет свои отсчеты так, как будто все время изменяется сила тяжести.

У первых моделей приборов это изменение было большим, оно достигало десятков миллигал в день. Затем изменение нуля было уменьшено до единиц, далее — до десятых долей миллигала, но в принципе такое изменение есть и его надо учитывать. Это сделало гравиметр как бы вдвойне относительным прибором. Он не только измеряет разности силы тяжести от какого-то исходного пункта, но и должен быть привязан к нему в начале и в конце цик-

ла измерений, чтобы учесть собственное изменение нуля за это время. Но это неудобство успешно преодолевается рационально построенной методикой работ. Создаются сети опорных пунктов, применяются средства быстрой перевозки приборов — автомобили, вертолеты и самолеты.

Гравиметрами определено к настоящему времени значение силы тяжести в большом числе пунктов, достигающем многие миллионы. В некоторых областях гравитационное поле изучено столь подробно, что эта подробность вправе претендовать на непрерывность.

Однако все описанные способы хороши на суше. А две трети поверхности Земли покрыты водой.

Можно ли измерить силу тяжести на океанах

Со всяким точным прибором хорошо наблюдать, когда он установлен на жестком основании. Представьте себе свободно качающийся маятник, закрепленный на качелях или на лодке. Представьте себе подвешенный на пружине груз на тех же подвижных подставках. Учтите, что при этом надо измерить смещение груза в десятые доли микрона. Горизонтальные смещения подставки будут изменять характер качания маятника, вертикальные смещения будут действовать как изменение силы тяжести в точке ввиду эквивалентности ускорения притяжения и ускорения инерциальных перемещений подставки. Разделение этих ускорений принципиально невозможно.

И все же измерять силу тяжести на море можно. Один путь очевидный. Опустим маятник или гравиметр на дно. При достаточной глубине волнение не будет раскачивать прибор, который к тому же можно утяжелить. Дистанционное управление придумать не так уж сложно. Управляют ведь аппаратами, находящимися на Луне. Этот способ в гравиметровом варианте получил довольно широкое распространение. Создан целый класс так называемых донных гравиметров, которые опускают с борта корабля на дно и измеряют там силу тяжести.

Но этот вид работ прост в случае небольших глубин, практически до 100—200 м, реже несколько больше. Гра-

витационное поле мелководных морей (например, Северный Каспий, Азовское море) или шельфовых областей океана (например, залив Бонапарта на севере Австралии или прибрежные области Карибского моря в Америке) изучено довольно детально этим способом. Но таких областей на земном шаре не так уж много, а в случае больших глубин возникают пока практически непреодолимые трудности. Хотя принципиально гравиметр можно опустить на любую глубину, стоимость такого измерения и затрачиваемое на него время настолько велики, что исчезает целесообразность подобных работ.

Однако оказалось, что и на корабле можно вести наблюдения при помощи маятников и гравиметров и даже производить при этом более или менее точные отсчеты. Удивительно простая идея пришла в голову голландскому геофизику Венинг Майнесу. Если на одной подставке качаются два маятника, то возмущающие ускорения, например от качки корабля, через подставку передаются одинаково обоим маятникам. Следовательно, и нарушения в качании обоих маятников по этой причине будут одинаковы. Значит, если два совершенно одинаковых маятника на одной подставке поставить на корабле и вычесть из колебаний одного колебания другого, то горизонтальные возмущающие ускорения, действующие одинаково на оба маятника, исключатся и останется чистое колебание. Конечно, если маятники будут качаться в одинаковой фазе, исключатся и сами качания. Но ведь их можно качать и в противофазе.

Практически такое вычитание легко осуществить, если колебания маятников измерять по движению луча света, который от неподвижного источника падает вперед на первый маятник, от первого — на второй и далее в отсчетное устройство. При такой схеме ускорение подставки, вошедшее в отклонение луча при отражении от первого маятника со знаком плюс, при отражении от второго маятника войдет со знаком минус (рис. 10). В результате луч будет писать на пленке регистратора колебания разностного маятника.

Такой разностный маятник Венинг Майнес назвал фиктивным. Если один из двух маятников нормально качается ($\psi_1 = \psi_1$), а второй свободно висит ($\psi_2 = 0$), угол отклонения фиктивного маятника ($\psi_1 - \psi_2 \approx \psi_1$) очень близок к углу отклонения первого невозмущенного маят-

ника. На записи колебаний мы получим фиктивный маятник такой же, как невозмущенный первый действительный. Если маятники пущены в противофазе ($\psi_1 = \psi$; $\psi_2 = -\psi$), то $\psi_1 - \psi_2 = 2\psi$, и мы получим запись фиктивного маятника с амплитудой, равной удвоенной амплитуде каждого действительного маятника.

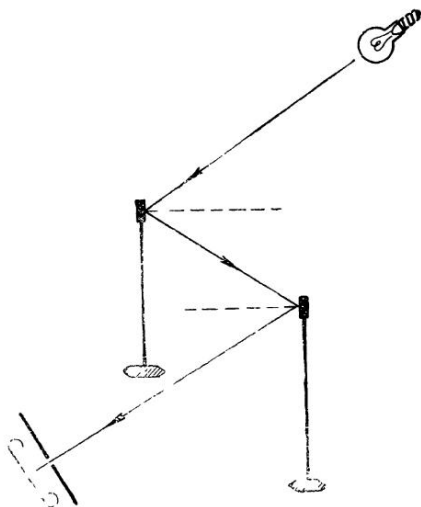


Рис. 10. Принцип исключения колебаний подставки при морских измерениях силы тяжести с маятником.

Этот способ исключает в первом приближении горизонтальные возмущения движения маятника. Вертикальные возмущения, происходящие от того, что корабль движется периодически вверх и вниз на волне, то увеличивая, то уменьшая силу тяжести, могут быть исключены осреднением наблюдений за некоторый достаточно продолжительный отрезок времени. Если бы амплитуда и периодичность таких колебаний были правильными, осреднение в первом приближении точно снимало бы эти возмущения, так как каждое увеличение g при подъеме на волне компенсировалось бы равновеликим уменьшением его при опу-

скании. Однако это не так. Явление это сложное, и исключить возмущения методом осреднения можно только частично. Тем не менее способ указан. Требуется его дальнейшая разработка.

Идея возможности простых измерений силы тяжести на море очень заманчива, и способ Венинг Майнеса вызвал большой интерес. Конечно, чем меньше возмущающие ускорения, испытываемые прибором, тем точнее способ. Поэтому и сам Венинг Майнес и его последователи первое время работали на подводных лодках в погруженном состоянии. В этом случае при погружениях порядка 100 м возмущения оказываются столь незначительными, что метод их исключения позволяет получить примерно такие же точности, как и при определениях на суше.

Однако использование подводных лодок не просто. Все-таки это специфический военный корабль и не всегда можно получить его в свое распоряжение. Кроме того, при работе на подводных лодках возникают дополнительные трудности в определении координат и характера подводных течений.

В последнее время все чаще ведутся гравиметрические наблюдения на надводных кораблях. Оказалось, что на корабле гравиметры можно использовать даже с большим успехом. На гравиметр с горизонтальной подвеской груза, например в случае системы рычага, удерживаемого в горизонтальном положении закрученной упругой нитью, горизонтальные возмущения в первом приближении не действуют вообще. Для того чтобы отфильтровать вертикальные перемещения, система делается сильно демпфированной, с большим по сравнению с волной периодом колебания и даже близкой к аperiodической. Тогда рычаг на упругом подвесе не успевает реагировать на короткопериодические колебания всей системы, и она ходит на волне как жесткая, изменяя углы наклона лишь с непериодическими изменениями g .

Однако все это верно лишь в первом приближении и при малых волнениях. Волнения моря в 2—3 балла уже вызывают такие отклонения от рассмотренной схемы, что приходится вносить поправки за горизонтальные и вертикальные ускорения и наклоны. Для этого прибор снабжается специальным устройством для измерения возмущающих ускорений и наклонов, так называемым акселерографом. Во всех случаях прибор помещается или на

гиростабилизированную платформу или в карданов подвес.

Кроме возмущающих ускорений, на прибор, помещенный на движущемся судне, действует изменение центробежной силы от движения корабля в направлении или против вращения Земли. В самом деле, если корабль движется по параллели в направлении вращения Земли, то к угловой скорости вращения Земли ω прибавляется угловая скорость $\Delta\omega$ движения судна по окружности. Если это движение происходит против вращения Земли, то $\Delta\omega$ вычитается. Соответственно увеличивается или уменьшается центробежная составляющая силы тяжести. При движении вдоль меридиана угловая скорость не меняется, а если судно идет курсом по азимуту A , величина дополнительного центробежного ускорения будет пропорциональна косинусу азимута. Такое изменение угловой скорости приводит к изменению измеренной величины силы тяжести. Для учета этого источника ошибок в результаты наблюдений должна вводиться специальная поправка, впервые указанная Этвешем и получившая его имя. Поправка Этвеша имеет вид

$$\Delta g_{\text{ЭТВ}} = 7,5v \sin A \cos \varphi,$$

где A — азимут движения судна, v — скорость в узлах, φ — широта места.

Величина этой поправки достигает при обычных скоростях движения судов (15 узлов) 112 *мгл*.

Следует иметь в виду также, что в случае движения судна упругая система с большим периодом колебаний (почти апериодическая) будет отставать от изменения силы тяжести под дном и будет давать значение g , не только осредненное по пути за время измерения, но и соответствующее точке, в которой корабль находился некоторое время тому назад.

Все это делает измерения силы тяжести на море принципиально более трудными, чем на суше и, естественно, менее точными. Точность морских гравиметрических измерений в среднем на два порядка ниже измерений сухопутных, и пока неясно, на каком пути можно ожидать прогресса. Но и то что уже сделано — очень много. Если раньше казалось принципиально невозможным изучить гравитационное поле океанов, то сейчас уже для многих

их частей имеются гравиметрические определения, отличающиеся точностью несколько миллигал. Разработка методов и аппаратуры привела к расширению работ по изучению гравитационного поля океанов, и ряд стран ведет систематические гравиметрические съемки на морях.

А что же в воздухе!

Если трудно измерять силу тяжести на корабле, то, очевидно, не легче это сделать на самолете. Методы, применимые на кораблях, оказались негодными для измерения силы тяжести в воздухе, потому что здесь нарушается периодичность колебаний, возникают вертикальные перемещения с длинными периодами или вовсе аperiodические. Второй трудностью измерений силы тяжести на самолете является наличие больших вибраций, которые могут сильно искажать результаты наблюдений. Наконец, вследствие большой скорости передвижения самолета при наблюдениях на нем будут возникать огромные искажения за счет эффекта Этвеша. Величины поправок Этвеша для скоростей 500—600 км/ч достигают 2500—3000 мгл.

Но научиться наблюдать с самолета очень заманчиво. Тогда можно было бы покрывать сплошной съемкой большие территории.

В настоящее время ведутся разработки метода измерения силы тяжести на самолетах. Обнадеживающие результаты дает применение струнных гравиметров, в которых изменение силы тяжести определяется по изменению частоты колебаний нагруженной струны, определяемому из сравнения с эталонной частотой. Опробовались гравиметры с сильно демпфированными системами. Можно, например, измерять с самолета не напряженность поля g или его разности Δg , а вертикальный градиент силы тяжести. Конечно, возможность измерений на самолетах может намного приблизить достижение сплошной гравиметрической изученности мира, однако полученные характеристики будут обобщенными, сглаженными как за счет скорости движения, так и за счет высоты полета. Перенос гравиметра на самолет даже при самом благоприятном решении этой проблемы не заменит сухопутных и морских гравиметрических работ.

Если говорить о градиентах

До сих пор мы рассматривали методы определения напряженности гравитационного поля. Для случая наблюдений на самолете пришлось подумать о градиентах, т. е. о величине изменения напряженности поля на заданном расстоянии. Наряду с вертикальным градиентом, т. е. с изменением поля по высоте, имеют место горизонтальные градиенты — изменения поля в плоскости горизонта. Величины градиентов сами по себе весьма интересны. Они характеризуют степень отклонения поля от однородности и его изменение. Суммируя градиенты по пути движения, можно получить само приращение напряженности Δg .

Для измерения градиентов существует специальный прибор — вариометр или градиентометр (разновидность первого). Вариометр основан на следующем принципе. Если гравитационное поле неоднородно и разнесенные на концах коромысла грузы находятся в различно направленных и разной интенсивности полях, то на коромысло, подвешенное горизонтально или наклонно на нерастяжимой нити, будет действовать момент сил, стремящийся повернуть его вокруг оси подвеса. В разных азимутах этот поворот будет различным, так как поле имеет различную неоднородность в разных направлениях. Измеряя углы отклонения коромысла от плоскости данного азимута, можно составить уравнение равновесия, в которое войдут измеренные углы и вторые производные потенциала силы тяжести по оси x и y — горизонтальные градиенты силы тяжести. Этот же прибор при соответствующих расположениях грузов и коромысла позволяет измерять кривизну уровенной поверхности в данной точке и определять направление наибольшей кривизны.

Вариометр был создан известным венгерским физиком Этвешем. Современные вариометры по существу мало отличаются от него по форме. Расцвет вариометров был в двадцатые — начале тридцатых годов, когда гравиметров еще не было и по чувствительности это был самый точный прибор для измерения характеристик гравитационного поля. В самом деле, хороший вариометр реагирует даже на наблюдателя, стоящего около него, и регистрирует неоднородность поля, возникшую от его присутствия. Много работавший с вариометрами ныне покойный профессор

Леонид Васильевич Сорокин в шутку утверждал, что вариометр отличает курящего человека от него, своего некурящего наблюдателя.

Современные вариометры, называемые в силу ограничения их универсальности градиентометрами, даже несколько грубее по точности своих сородичей двадцатых годов, что сделано для повышения скорости работы. Применение этих приборов сейчас ограничено, так как они удобны лишь для обнаружения малых близких тел, не вызывающих заметных гравитационных аномалий, но создающих вблизи тела нарушения однородности гравитационного поля.



ФИГУРА ЗЕМЛИ

Первые представления

Проблема определения размеров и формы Земли возникла в давние времена и остается одной из важнейших проблем естествознания. Однако в каждую эпоху она по-разному ставится и решается средствами, специфическими для данного времени.

Уже в древние времена люди знали, что Земля круглая. Мы опускаем здесь еще более древние наивные космологии. Шарообразность Земли следует из ряда наблюдаемых явлений. Это известное постепенное исчезновение корабля с нижней части, при удалении, это всег-

да круглая тень на Солнце или на Луне во время затмения, это всегда кругообразный горизонт и др. Поразительно, как люди, стоящие на ранней стадии культуры, по этим отнюдь не очевидным и не бросающимся в глаза признакам смогли прийти к таким грандиозным философским обобщениям. Однако пришли.

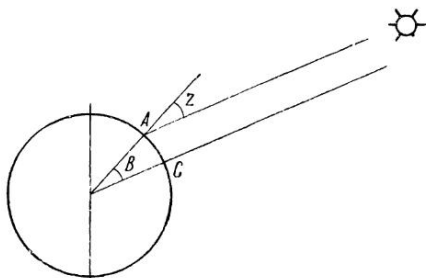


Рис. 11. Схема измерения Эратосфена.

Первым известным измерением Земли, при котором постулировалась ее шарообразная форма, было широко известное измерение Эратосфена (278—196 гг. до н. э.). Эратосфен измерил зенитное расстояние Солнца в полдень в Александрии в тот день, когда в Сиене, расположенной к югу, Солнце в полдень «освещало дно самых глубоких колодцев», т. е. находилось в зените. В этом случае, если считать Солнце бесконечно удаленным, зенитное расстояние Z Солнца равно большой дуге $AC=B$ сферы, соединяющей эти пункты (рис. 11). Зенитное расстояние Солнца в Александрии оказалось равным $1/50$ части окружности. Расстояние между Сиеной и Александрией было известно по времени перехода караванов и считалось равным 5000 египетских стадий. Следовательно, полная окружность составляет 250 000 египетских стадий. Много это или мало, близко к действительности или далеко, мы теперь не знаем, ибо утерян масштаб. Нам неизвестна длина египетской стадии. Но это и не важно. Важно то, что еще в III веке до нашей эры, когда человечество не знало никакой техники и имело самые примитивные представления об окружающей природе, его гений

уже создал метод градусных измерений, который много столетий спустя, в XIX и XX веках, стал основой геодезических исследований.

Размеры Земли надо было знать хотя бы для того, чтобы установить возможность объехать ее. Хорошо известна ошибка Колумба с открытием Америки. По его расчетам, в которых за основу он принимал известные тогда размеры Земли, тот путь, который он проделал, был достаточен для почти полного объезда земного шара и достижения Индии. Так и умер Колумб, полагая, что достиг берегов Индии. В память об этом осталось название североамериканских туземцев — индейцы.

Эллипсоид или яйцо! **Первые измерения Земли** **и установление** **ее формы**

Уточнение представления о форме Земли возникло в результате гениальных обобщений Ньютона. Ньютон, сформулировав закон всемирного тяготения, применил его и к Земле, однако при этом учел действие центробежной силы, сплющивающей Землю у полюсов и растягивающей у экватора. Он рассчитал, каково будет сжатие полученного таким образом земного эллипсоида при условии, что Земля состоит из однородной идеальной жидкости, свободно перетекающей под действием сил.

Под сжатием Земли, или эллипсоида вращения вообще, понимается отношение разности его наибольшего и наименьшего радиусов-векторов к наибольшему радиусу:

$$\alpha = \frac{a-b}{a},$$

где a — наибольший радиус (экваториальный), b — наименьший радиус (полярный). Для идеальной, однородной, т. е. имеющей всюду одинаковую плотность, Земли Ньютон получил $\alpha = 1/230$.

Это было замечательным открытием естествознания. Однако не обошлось без курьеза. Известный в то время ученый, директор Парижской обсерватории Жан Доминик Кассини (1625—1712 гг.) придерживался иных взглядов. Он считал Землю яйцеобразной, вытянутой к полюсам.

В какой-то мере это имело теологические основания, в какой-то степени он опирался на свои научные соображения.

Возникший между учеными спор, имевший принципиальное научное значение, естественно было разрешить экспериментально — измерением. Если Земля не шарообразна, то кривизна ее поверхности изменяется. В случае сплюснутости у полюсов кривизна у полюсов будет мень-

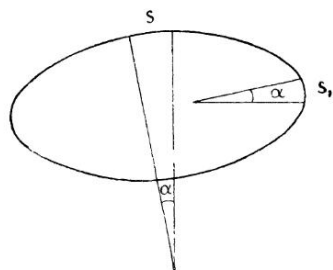


Рис. 12. Длина дуги в 1° на разных широтах.

ше, поверхность будет более ровной, значит дуга одного углового градуса на поверхности Земли у полюса будет больше, чем у экватора (рис. 12). Следовательно, для проверки теории и вывода из нее надо измерить длину одного градуса в более северных широтах и более южных. Для этого при помощи астрономических измерений надо определить широту концов измеряемого

участка и между этими концами — расстояние S по поверхности. Так и сделали.

В 1718 г. была измерена градусная дуга под Парижем. Из обработки северной и южной частей этой дуги было получено подтверждение гипотезы Кассини, т. е. северная дуга в 1° оказалась короче южной.

Так, теория Ньютона о фигуре Земли не нашла экспериментального подтверждения при его жизни. Впрочем, он мало был осведомлен об опровержениях Кассини.

Но идеи Ньютона были слишком убедительны, и уже после его смерти Французская Академия предприняла новую большую работу по определению размеров Земли. Вычисления Кассини были малоубедительны, поскольку примыкающие дуги имеют очень малое различие кривизны, не ощутимое для точности измерений того времени. Только измерение сильно разнесенных дуг (одной на самом севере, другой — в районе экватора) могло реально подтвердить изменение кривизны. Было решено направить экспедиции для градусных измерений в Перу, где и была измерена дуга от $0^\circ 2' 30''$ северной широты до $3^\circ 4' 30''$ южной широты. Работу выполняли с 1735 по 1742 г. извест-

ные астрономы и физики того времени Буге, Годен, Ла Кондамин. Длина дуги получилась равной 56,748 туазам (туаз — принятая в то время во Франции мера длины, равная приблизительно 1,949 м). Северная экспедиция, в которой участвовали Клеро, Мопертюи, Цельсий, Камюз, работала в Лапландии и измерила дугу в $57^{\circ}30''$ под широтой 66° и получила для 1° длину равную 57 422 туаза. Соответственно сжатие Земли получилось равным $1/314$ по южным измерениям и $1/214$ — по северным. Вопрос был решен. Земля эллипсоидальная, сжатая у полюсов.

Любопытно заметить, что эта историческая работа, начавшаяся с анекдотического доказательства яйцеобразности Земли, зло высмеянная Д. Свифтом в «Путешествии Гулливера» как война между тупоконечниками и остроконечниками, и кончилась анекдотом.

По окончании работ Перуанская экспедиция обратилась к правительству Перу с просьбой обеспечить сохранность центров и реперов, которые были заложены на месте производившихся измерений. Естественно, что под этим понималось обеспечение сохранности их на том месте, где они заложены и отмечают соответствующие координатные точки. Правительство перестаралось. Оно рассудило, что поручиться за сохранность каких-то железок и камней в горах и джунглях трудно. Надежнее сохранить их в столице. Центры были вынуты, перевезены в Лиму и хранятся там, говорят, и поныне в одном из музеев.

Как бы то ни было, вопрос о фигуре и размерах Земли был решен основательно и с предельной, возможной для того времени точностью. Этот вопрос, как мы видим, решен геометрическим методом, без привлечения гравиметрии. Однако сама постановка его возникла из гравиметрических понятий — из теории тяготения Ньютона и понятия силы тяжести как равнодействующей двух сил — притяжения и центробежной. Один из участников описанных экспедиций Клеро по возвращении домой опубликовал созданную им частично в экспедиции «Теорию фигуры Земли», в которой он, исходя из понятий гравиметрии, развертывает стройную картину взаимосвязи гравитационного поля и уровней поверхностей, которые образует жидкая однородная или состоящая из однородных концентрических слоев планета. Эта теория явилась основой для всех последующих построений в этой области.

Потенциал силы тяжести. Уровенные поверхности

Итак, в первом приближении Земля шарообразна.

Как мы уже говорили, такая Земля соответствует ньютоновскому гравитационному полю в случае отсутствия вращения. Это мы заключили из соображения, что ньютоновские силы, обратно пропорциональные квадрату расстояния от центра масс, одинаковы на поверхности однородной сферы (речь идет всегда о внешних точках по отношению к массам).

Очень плодотворным в развитии теории фигуры Земли явилось введение понятия потенциала. Сейчас трудно избежать этого понятия, говоря о гравитационном поле и о фигуре Земли.

Потенциал всегда связан с понятием сил, действующих в определенной области. Потенциалом силы называется такая функция, производные которой по осям координат равны проекции данной силы на соответствующие оси.

Для силы ньютоновского притяжения потенциал

$$V = G \frac{1}{r},$$

где G — коэффициент пропорциональности, так называемая гравитационная постоянная, равная $6,67 \cdot 10^{-8}$, r — расстояние между притягивающимися точками.

Для силы тяжести сюда добавится потенциал центробежной силы:

$$W = G \frac{1}{r} + \frac{\omega^2}{2} \rho^2,$$

где ω — скорость углового движения, ρ — расстояние от оси вращения до точки, на которую действуют силы.

Другое определение потенциала более физическое: потенциал есть работа, производимая массой при ее перемещении в поле сил. По этому определению приращение потенциала dW равно произведению силы F на приращение пути dS . Но поскольку приращение пути dS может не совпадать с направлением действия силы F , то, чтобы получить работу на отрезке dS , надо произведение FdS умножить еще на косинус угла между ними (чтобы получить проекцию силы на нужное направление). Тогда при-

ращение потенциала или работы определяется выражением

$$dW = FdS \cos(F, S).$$

Рассмотрим два случая: точка движется по направлению действия сил и перпендикулярно ему.

1. Точка движется перпендикулярно направлению действия сил: $F \perp S$. Тогда $\cos(F, S) = \cos 90^\circ = 0$, и выражение приращения потенциала обращается в нуль: $dW = 0$.

Если приращение работы равно всюду нулю, значит сама работа есть величина постоянная: $W = \text{const}$, т.е. масса, перемещающаяся всегда перпендикулярно направлению действия силы, образует поверхность, отличающуюся тем, что на ее поверхности потенциал имеет постоянное значение. К тому же эта поверхность по условию ее определения всегда перпендикулярна к действующим силам. Такая поверхность называется поверхностью уровня или эквипотенциальной. Ввиду перпендикулярности сил отсутствует перетекание жидкости по этой поверхности, т.е. она есть поверхность равновесия.

2. Точка движется по направлению действия сил: $F \parallel S$. Тогда $\cos(F, S) = \cos 0 = 1$, и выражение приращения потенциала принимает вид

$$dW = FdS \quad \text{или} \quad dS = \frac{dW}{F}.$$

Последнее равенство известно под названием теоремы Брунса. Оно говорит о том, что расстояния dS между уровнями поверхностями потенциального поля обратно пропорциональны силе F . Иными словами, чем больше в данной области напряженность поля, тем гуще располагаются здесь уровенные поверхности.

Обращаясь теперь к нашей идеальной Земле в виде эллипсоида вращения, мы можем утверждать, что в полярных областях уровенные поверхности располагаются гуще, так как там больше сила тяжести, к экваториальным областям густота расположения тех же уровенных поверхностей уменьшается и они лежат там на больших расстояниях друг от друга, чем в областях полярных.

Теорема Клеро

Все, о чем было сказано в предыдущих разделах, было обобщено Клеро, который показал, как связано строение уровенной поверхности Земли с распределением

сил на ней. Клеро расширил доказательство Ньютона о том, что фигурой равновесия вращающейся однородной идеальной жидкости будет эллипсоид вращения малого сжатия. Он показал, что эта же геометрическая поверхность будет фигурой Земли, состоящей из неоднородных масс, плотность которых изменяется по радиусу. Это было второе приближение в наших представлениях о фигуре Земли.

Клеро вывел соотношение между силой тяжести и положением точки на поверхности эллипсоида. Оно получило название теоремы Клеро и записывается в следующем виде:

$$g = g_e (1 + \beta \sin^2 \varphi);$$

$$\beta = \frac{5}{2} q - \alpha.$$

Первое уравнение показывает, что сила тяжести является функцией широты φ места. В нем g_e — экваториальная постоянная, равная напряженности силы тяжести на экваторе, т. е. когда $\varphi = 0$; β — некоторый коэффициент связи поверхности с широтой, значение которого задается вторым уравнением теоремы Клеро; $q = \frac{\omega^2 a}{g_e}$ — величина, нам уже знакомая: отношение для экватора силы центробежной к силе тяжести. Эта теорема является фундаментальной теоремой гравиметрии. Она показывает связь сжатия Земли с напряженностью гравитационного поля. При ее помощи по измеренным значениям силы тяжести можно вычислить сжатие. Говоря формально, достаточно получить значение напряженности силы тяжести в двух точках, чтобы построить два уравнения для g , из которых в свою очередь можно вычислить две неизвестные величины — g_e и β . После этого по найденной величине β и известному q вычисляют сжатие α (ω — угловая скорость вращения Земли — известна, большая полуось a считается также известной из геодезических измерений, g_e — мы нашли).

На самом деле задача гораздо сложнее. Земля не имеет правильного распределения масс, поэтому сила тяжести меняется не так, как это было бы в идеальном случае. И сколько бы пар значений g_1 , g_2 мы не взяли, каждый раз получим новое решение. Для того чтобы найти значение α , наиболее подходящее для всей Земли, надо изме-

ритель силу тяжести по всей Земле (желательно равномерно) и составить уравнения для всех этих значений g . Решая так полученную систему относительно g_e и α по методу наименьших квадратов, мы найдем наилучшее значение сжатия α для всей Земли. На этом принципе основываются и современные способы определения сжатия Земли по гравитационному полю.

Геоид.

Третье приближение в представлениях о фигуре Земли

В 1849 г. была опубликована работа известного английского математика Стокса, который вслед за Клеро сделал крупное обобщение теории о фигуре Земли. Стокс показал, что если в ньютоновском поле сил известна уровенная поверхность, целиком охватывающая известные вращающиеся массы, создающие это поле, и если известна скорость вращения этих масс, то во всем внешнем пространстве по отношению к этой уровенной поверхности однозначно определяется потенциал. Это значит, что силовое поле можно построить единственным образом независимо от распределения масс внутри уровенной поверхности, была бы только она известна. Ньютон дал теорию силового поля для однородной Земли, Клеро расширил ее на случай, когда плотности изменяются по радиусу, но внутри каждого сфероидического слоя остаются постоянными, Стокс расширил еще больше рамки ограничений и дал теорию силового поля Земли, не ограниченную условием распределения масс.

Стокс поставил также обратную задачу: найти уровенную поверхность, целиком охватывающую массы, по известному силовому полю. Однако общее решение этой задачи ни ему, ни другим ученым, работающим в области гравиметрии и теории фигуры Земли, найти не удалось. Стокс нашел частное решение для случая Земли малого сжатия, близкой к эллипсоиду вращения, т. е. наиболее важное в практическом отношении. Он построил формулу, дающую это решение.

В 1873 г. немецкий геодезист Листинг предложил рассматривать в качестве фигуры Земли уровенную поверх-

ность, совпадающую на океанах с невозмущенной волнами, приливными явлениями и течениями поверхностью воды и продолженную под континенты по закону образования уровенных поверхностей, т. е. перпендикулярно направлению полного вектора напряженности гравитационного поля. Такую поверхность называли геоидом.

Само слово «геоид» означает «подобный Земле», так же, как «сфероид» означает «подобный сфере». Геоид не может быть определен геометрически, в геометрии нет такой поверхности и нет формул, ее выражающих. Эта поверхность связана только с Землей и обусловлена ее физическими свойствами, ее силовым полем. Она четко определяется на океанах, но, строго говоря, ни практически, ни теоретически она не может быть установлена на материках. Однако приближенно ее можно определить по гравитационному полю Земли.

Рассказывая о теореме Клеро, мы указали, что данному гравитационному полю соответствует некоторый сфероид сжатия α . Согласно теории Стокса можно получить превышения уровенной поверхности ζ , которую позже называли геоидом, над этим сфероидом по измеренным значениям силы тяжести.

Формула Стокса имеет следующий вид:

$$\zeta = \frac{1}{4\pi R\gamma} \sum_{\sigma} (g_0 - \gamma_0) S(\psi).$$

В ней γ_0 — значение силы тяжести на Земле в форме сфероида; g_0 и γ — истинное и среднее значения силы тяжести, $g_0 - \gamma_0$ — аномалия силы тяжести; $S(\psi)$ — некоторая функция полярного расстояния ψ от точки, в которой ищется значение ζ ; R — средний радиус Земли.

При суммировании надо знать аномалии $g_0 - \gamma_0$, причем они должны размещаться равномерно по всей Земле. Чтобы определить высоту геоида ζ в данной точке, надо всю Землю разбить на площадки, в каждой из них измерить аномалию $g_0 - \gamma_0$, вычислить функцию Стокса $S(\psi)$ и далее взять сумму произведений $(g_0 - \gamma_0) S(\psi)$ по всей Земле.

Именно после того как была получена формула Стокса, стало реально возможным построение уровенной поверхности, которую мы называли геоидом. С этого времени интерес к гравиметрическим измерениям резко повы-

сил, так как приобрел вполне практический смысл. Измеренные значения силы тяжести позволяют определять сжатие эллипсоида, представляющего собой Землю, т. е. второе приближение фигуры Земли, и превышение геоида над этим эллипсоидом, т. е. третье приближение.

Система высот.

Что такое высота?

Не всегда понятия так просты, как кажется. Мы все привыкли пользоваться понятием «высота» и редко думаем над тем, что же это такое, как она определяется. Мы с легкостью говорим, например, высота Эльбруса равна 5 километрам. А если уж хотим уточнить это понятие, то добавляем — над уровнем моря. Этим для нас все сказано. Но ведь море далеко от Эльбруса, а Земля не плоскость. Как считать? Оказывается, этот вопрос тесно связан с гравиметрией, и нам придется в нем разобраться.

Чтобы установить систему отсчета высот, прежде всего надо решить, от какой поверхности их отсчитывать, иными словами, над какой поверхностью мы будем брать высоту. Когда речь идет о небольших участках Земли, ну, скажем, в пределах города, то легко сказать, что один дом ниже другого, а Ленинские горы выше строительной площадки нашего дома на такое-то число метров. В этом случае мы всю местность считаем плоскостью и над этой плоскостью измеряем высоты. Говоря геодезическим языком, мы измеряем в этом случае превышения точек над каким-то заданным уровнем.

Но если рассматривать большие области? Или даже всю Землю? Брать превышения над Землей? Но что такое тогда Земля? Вот здесь на помощь и приходит геоид. Его можно принять за нулевую отсчетную поверхность, и над ним считать превышения, откладывая меру длины по нормали, т. е. перпендикулярно к уровенной поверхности геоида. На океане геоид совпадает с поверхностью воды. Вот отсюда и пошло понятие «высота над уровнем моря».

На океане это просто: чтобы получить высоту над уровнем моря, отсчитываем по отвесу число единиц длины до интересующего нас места и получаем высоту. Правда, эта простота тоже кажущаяся. Поверхность моря постоянно искажается волнами, приливами, течениями. Поэтому в понятие начала отсчета высот вносится некото-

рая определенность, хотя и условная. В какой-то точке измеряется средний за много лет уровень моря, который принимается за начало счета, т. е. за высоту, равную нулю. От нуля отсчитываются все высоты данной системы. Так, для Советского Союза за начало счета принят нулевой штрих Кронштадтского футштока, т. е. мерной рейки, установленной на Балтийском море.

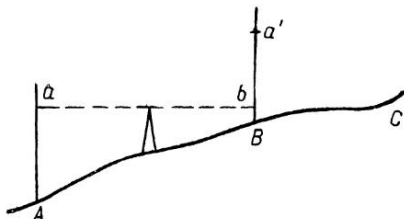


Рис. 13. Схема измерения высот нивелированием.

Чтобы получить высоту в местах, удаленных от моря, надо было бы пробурить скважину и опустить мерную линейку по отвесу (она так и опустится) до уровенной поверхности геоида. Это и будет истинная высота данной точки. Но, если даже мы пробуем такую скважину, как установить уровень геоида, от которого надо отсчитывать высоту? Ведь он ничем не отмечен. Значит, так мерить нельзя, хотя это и был бы строгий метод. В местах, удаленных от моря, измерения высоты ведутся все равно от принятого нуля при помощи специальных инструментов, называемых нивелирами. Нивелир устанавливается в точке по уровню, т. е. по отвесу, что в свою очередь означает — перпендикулярно уровенной поверхности. Труба нивелира располагается строго горизонтально, т. е. параллельно уровенной поверхности, и через нее делается отсчет на рейки, установленные по ходу вперед и сзади нивелира (рис. 13).

Если отсчет при визировании на переднюю рейку будет b , а на заднюю a , то превышение Δh точки B над точкой A будет следующее: $\Delta h = a - b$.

Переставляя рейки и нивелир, визируя вперед и назад и беря сумму разностей Δh , получим превышение точки, в которую придем, над исходной.

Если исходной точкой был уровень моря, то превышение найденной точки B будет

$$H = \Delta h_1 + \Delta h_2 + \Delta h_3 + \dots + \Delta h_n = \sum \Delta h_i.$$

Создается сеть опорных точек страны, на которые переданы нивелирным ходом высоты от уровня моря, и от этих опорных точек определяются (опять же нивелирными ходами) высоты на все точки, где надо знать высоту.

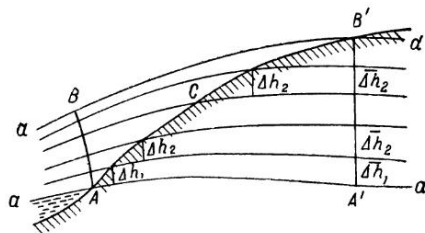


Рис. 14. Схема расположения уровенных поверхностей.

Но это было бы так, если бы уровенные поверхности на всем их течении были бы одинаково удаленными друг от друга. Мы же знаем, что уровенные поверхности сближаются, где напряженность поля больше, и расходятся при уменьшении напряженности поля (согласно теореме Брунса). Нивелирные превышения при движении по одной и той же уровенной поверхности равны нулю, значит расстояние одной уровенной поверхности от другой будет зависеть от напряженности поля.

Это ясно видно на рис. 14. Расстояния между уровенными поверхностями aa и dd неодинаковы: $AB \neq A'B'$.

Превышение точки B' над уровнем моря, на котором лежит точка A , можно получить любым путем. Если пойти по пути $AA'B'$, то от A до A' , идя по одной и той же уровенной поверхности, мы получим превышение, равное нулю. Идя от A' до B' по нормали $A'B'$, мы получим превышение точки B' над A , равное $A'B'$. Если мы пойдем от A к B' по пути ABB' , то от A до B превышение будет AB и от B до B' — нуль. Общее превышение B' над A равно AB . Таким образом, мы получили два значения превышения точки B' над A — AB и $A'B'$, зависящие от пути, по которому велись измерения.

Можно выбрать третий путь и получить третье значение и так далее.

Значит измерять превышения нивелиром без учета ускорения силы тяжести нельзя, решение задачи получается неоднозначным. Чтобы получить однозначное решение, вводят понятие изменения геопотенциала, т. е. работы, совершаемой при переходе от одной уровенной поверхности к другой, или понятие изменения потенциала. Мы уже видели, что потенциал зависит не от пути перехода, а от точек, между которыми этот переход совершен. Приращение потенциала при переходе от одной уровенной поверхности к другой будет gdh . Сумма таких приращений потенциала по пути нивелирования даст нам общее приращение потенциала между рассматриваемыми точками. В нашем случае перехода от точки A к точке B общее приращение потенциала будет:

$$W_{B'} - W_A = \sum_{AB'} g\Delta h.$$

В этом случае очевидно, что полученная сумма будет одинаковой, пойдем ли мы по пути $AA'B'$, или ABB' , или по любому другому пути. В самом деле, путь $AA'B'$ складывается на участки AA' и $A'B'$. На первом из них мы идем по уровенной поверхности, и потенциал остается неизменным. На участке $A'B'$ приращение потенциала равно сумме элементарных приращений между соседними уровенными поверхностями. Если мы пойдем по пути ABB' , то на пути AB приращение потенциала равно той же сумме элементарных приращений потенциала, а на пути BB' оно равно нулю.

Математическим языком это можно выразить следующим образом:

$$\sum_{AB'} g\Delta h = \sum_{AB} g\Delta h + \sum_{BB'} g\Delta h = \sum_{AA'} g\Delta h + \sum_{A'B'} g\Delta h.$$

Но геопотенциал не высота; чтобы перейти к приращению высоты от приращения геопотенциала, надо разделить полученное значение на ускорение силы тяжести. Тогда превышение точки B' над уровнем моря мы получим как

$$H_r = \frac{1}{g} \sum_{AB'} g\Delta h.$$

Полученные таким образом высоты называются ортометрическими. Они не зависят от пути, по которому велось нивелирование, однозначны и выражают в единицах

линейной меры (метрах и сантиметрах) высоту точки B' над уровнем моря. Значение g , на которое производится деление, это среднее значение силы тяжести по всей высоте от точки B до B' .

Однако нам неизвестно среднее значение g на участке BB' , ведь мы не знаем распределения масс в Земле, а значит не можем определить и значение g внутри этих масс. М. С. Молоденский предложил заменить это неопределимое g средним значением нормальной силы тяжести — γ . Значение γ , определяемое, как мы уже говорили, для некоторой идеальной Земли, не имеющей наружных масс, всегда может быть точно рассчитано. Значит, мы всегда можем получить точное значение таким образом заданной высоты, которая получила название нормальной.

Ее выражение

$$H_n = \frac{1}{\gamma} \sum_{AB'} g \Delta h.$$

Нормальная высота отличается от ортометрической на незначительную величину в силу отличия g от γ . Это различие в равнинных областях характеризуется сантиметрами, в горных может достигать 1 м.

Динамические высоты

Для всех задач геодезии, в том числе для создания высотной основы, для определения высот гравиметрических пунктов, наиболее удобной и совершенно строгой является система нормальных высот. Но для гидроинженерных задач, связанных с разметкой уровней водных пространств, например при проектировании водохранилищ, эта система неудобна. Дело в том, что в ней одна и та же уровенная поверхность в разных местах имеет разные высоты, т. е. зеркало воды водохранилища будет иметь не одну и ту же высоту в разных местах.

Это происходит в силу того, что при образовании нормальной высоты геопотенциал, постоянный для одной и той же уровенной поверхности, мы делим на γ , изменяющуюся с широтой. На северном берегу водного зеркала γ всегда будет больше, чем на южном, а значит высота уреза воды у северного берега всегда будет меньше высоты зеркала воды у южного берега. В случае ортометрических высот, где g изменяется не только по широте, но имеет аномальные изменения и по долготе, картина вы-

сотных отметок уровня воды будет еще сложнее. В табл. 2 приведены изменения нормальных высот уровня воды на различных водохранилищах.

Т а б л и ц а 2

Характеристика водоемов

Водоем	Протя- женность по мери- диану, км	Высота над уровнем моря, м	Разность уровней воды северной и южной частей, см
Рыбинское водохранилище . . .	110	100	8,4
оз. Севан	55	1900	88
оз. Кара-Куль	30	3900	96
оз. Байкал	450	450	165

Для решения гидроинженерных задач была придумана еще одна система высот, получившая название динамической. В этой системе высот производится деление геопотенциала на некоторое постоянное значение нормальной силы тяжести, например на его значение под широтой 45° — γ_{45} .

Тогда высота в динамической системе выразится формулой

$$H_d = \frac{1}{\gamma_{45}} \sum_i g_i \Delta h_i.$$

В этом случае ни сумма $\sum_i g_i \Delta h_i$, выражающая геопотенциал, ни γ_{45} не изменяются для данной уровенной поверхности, и ее высота везде будет постоянной.

Высоты точек во всех описанных системах высот мало различаются, и в ряде практических задач этим можно пренебрегать. Однако в случае высокоточных геодезических задач, особенно при работе в горах, это различие приходится учитывать.

Легко подсчитать, насколько разнятся ортометрические и нормальные или динамические и нормальные высоты.

Это различие определится разностью

$$H_r - H_n = \sum g \Delta h \left(\frac{1}{g} - \frac{1}{\gamma} \right)$$

в первом случае и разностью

$$H_d - H_n = \sum g \Delta h \left(\frac{1}{\gamma_{45}} - \frac{1}{\gamma} \right)$$

во втором случае.

Для случая, когда высота над уровнем моря равна 1000 м, аномалия $g-\gamma=100$ мгл и работа ведется под широтой 60° , первая разность будет равна 10 см, а вторая 230 см.

Эти величины ощутимы практически. Уровень находящейся в покое воды имеет в разных частях неодинаковые высоты. Если один конец водоема опустить, вода потечет к опущенному концу, который может иметь одинаковую или даже большую высотную отметку, чем не опущенный. Значит, вода будет перетекать от более низких высотных отметок к более высоким, т. е. как бы снизу вверх. Чтобы исключить возможность такой несуразности при инженерных расчетах и было введено понятие динамической высоты.

Аномалии высот. Квазигеоид

Все высоты, о которых мы говорили выше, отсчитываются от уровня моря или от точки условного уровня моря, за который принята нулевая отметка соответствующего футштока.

Для изучения фигуры Земли надо знать высоты физической поверхности ее над эллипсоидом относимости. Эти высоты, равные расстоянию физической поверхности Земли по силовой линии от принятого эллипсоида относимости, называют геодезическими.

Геодезическая высота складывается из высоты геоида над эллипсоидом и ортометрической высоты или, если мы имеем дело с системой нормальных высот, из нормальной высоты и аномалии высоты. Нормальные высоты, отсчитанные по силовой линии от точек физической поверхности Земли вниз, определяют некоторую поверхность, близкую к уровенной поверхности геоида. Эта поверхность получила название квазигеоида.

Таким образом, геодезическая высота складывается из нормальной высоты и высоты квазигеоида над поверхностью эллипсоида относимости. Квазигеоид не есть уровенная поверхность, но тем не менее она в отличие от геоида может быть строго определена.

Третье приближение в понятии о фигуре Земли

Теперь мы знаем, что следует понимать под фигурой Земли, и можем указать метод определения этой фигуры. В соответствии с ранее сказанным будем считать, что фигура Земли образуется истинной, физической поверхностью ее со всеми горами и долинами, впадинами и плоскогориями, материками и островами. На море эта поверхность будет гладкой, совпадающей с поверхностью воды.

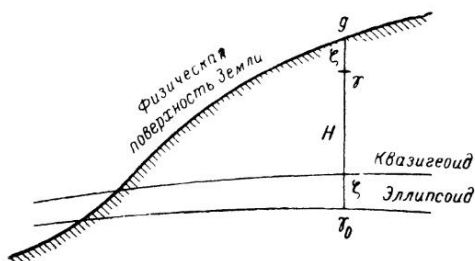


Рис. 15. Квазигеоид и нормальная высота.

Такую поверхность нельзя определить математически какой-либо единой формулой, но она задается следующими параметрами:

1. Большой полуосью и сжатием эллипсоида относимости, выбранного так, чтобы он ближе всего подходил к форме и размерам Земли. Этот эллипсоид должен иметь одинаковый с истинной Землей объем и совпадающий центр масс. Такой эллипсоид может быть определен методами совместных геодезических и гравиметрических измерений.

2. Совокупностью высот квазигеоида над эллипсоидом относимости (рис. 15). Эти величины могут быть найдены гравиметрическим способом, например по формуле Стокса.

3. Совокупностью нормальных высот физической поверхности Земли над квазигеоидом (см. рис. 15). Система нормальных высот определяется нивелированием с одновременным измерением силы тяжести.

Конечно, практически нельзя измерить все эти величины в каждой точке земной поверхности. Да и надобности в этом нет. Важно то, что метод дает такую возможность в принципе. Далее, выбирается допустимая степень сглаживания, величины ζ и H задаются через какие-то интервалы, а их ход внутри интервала интерполируется. Получается сглаженная поверхность Земли, причем степень сглаживания определяется требованиями поставленной задачи.

Следует подчеркнуть, что фигура Земли может быть определена этим методом только по гравиметрическим и геодезическим измерениям, выполненным на физической поверхности Земли, без какого бы то ни было учета внутреннего строения Земли и распределения в ней масс.

Нормальное гравитационное поле Земли.

Аномалии силы тяжести

Гравитационное поле Земли изменяется от точки к точке довольно равномерно. От экватора к полюсам его напряженность увеличивается почти пропорционально квадрату синуса широты на 5,5 гал. В первом приближении оно описывается формулой Клеро

$$g = g_e (1 + \beta \sin^2 \varphi),$$

определяющей некоторое идеальное распределение силы тяжести. Однако напряженность реального гравитационного поля отклоняется от этого идеального на некоторые величины, достигающие нескольких сотен миллигал. Эти отклонения имеют место не только по широте, но и по долготе.

Для удобства практического оперирования с величиной силы тяжести гравитационное поле разделяют на две части: правильную — нормальную и неправильную — аномальную. Нормальная часть изменяется по широте в значительных пределах, но строго в соответствии с заданным законом. Аномальная часть не регламентируется никаким законом, зато изменяется незначительно.

Нормальное гравитационное поле — это такое поле, которое имела бы Земля, если бы у нее была форма эллипсоида вращения с правильным распределением масс в нем.

Всякому эллипсоиду относимости будет соответствовать свое нормальное гравитационное поле, равно как и, наоборот, данному нормальному полю соответствует определенный эллипсоид.

Практически нормальное гравитационное поле определяют по измеренным значениям силы тяжести при помощи формулы Клеро.

Если измерить силу тяжести в ряде точек и результаты подставить в формулу Клеро, то получим систему уравнений вида

$$g_i = g_e(1 + \beta \sin^2 \varphi_i - \beta' \sin^2 2\varphi_i),$$

где g_i — измеренное значение силы тяжести с известным числовым значением, φ_i — широта в точке измерений, также с известным числовым значением. В каждом уравнении неизвестными являются g_e , β и β' . Их можно найти, решая систему методом наименьших квадратов. Если найденные числовые значения подставить в уравнение для общего случая, где φ и g — неизвестны, мы получим некоторое уравнение с числовыми коэффициентами, связывающее значение силы тяжести с широтой места.

Такое уравнение было получено еще в 1909 г. немецким геодезистом Гельмертом по 1600 гравиметрическим станциям, распределенным по всем континентам (исключая Антарктиду) земного шара:

$$\gamma = 978\,030 [1 - 0,005302 \sin^2 \varphi - 0,000007 \sin^2 2\varphi].$$

Это так называемая формула Гельмерта нормального распределения силы тяжести. По ней всегда можно вычислить нормальное значение силы тяжести в любой точке Земли, имеющей форму эллипсоида вращения. Сжатие этого эллипсоида также определено заданием параметра β , так как по той же теореме Клеро

$$\beta = \frac{5}{2}q - \alpha.$$

Сжатие эллипсоида Гельмерта $\alpha = 1 : 298,2$.

Очевидно, что измеренное значение силы тяжести, как правило, отличается от нормального. Разность измеренного и нормального значений силы тяжести получила название аномалии силы тяжести. Если построить схему распределения аномалий силы тяжести по земному шару, получим картину аномального гравитационного поля, ха-

рактизирующую отклонения истинных значений силы тяжести от теоретических.

Но прежде чем рассмотреть аномальное гравитационное поле и установить, с чем оно связано и чем определяется, надо вернуться к понятию аномалий и проследить внимательно, как они образуются. Итак, аномалия силы тяжести равна разности измеренного и теоретического значений ее. Но мы обошли вопрос, где расположены эти аномалии. А чтобы сравнивать, это надо знать. Естественно считать, что и измеренное и теоретическое значения силы тяжести определены в одной и той же точке. Однако практически это не так. Теоретическое значение задается на поверхности земного эллипсоида, соответствующего выбранной нормальной формуле. Измеренное значение получается всегда на физической поверхности Земли. Значит, для образования аномалии надо либо измеренное значение перенести в точку эллипсоида, либо, наоборот, теоретическое значение редуцировать к точке наблюдения. Исторически был выбран первый путь, однако сейчас чаще используется второй.

Итак, мы должны перенести теоретическое значение силы тяжести, известное на эллипсоиде, в точку измерения на физической поверхности Земли. Легко рассчитать, как нормальное значение силы тяжести изменяется с высотой.

Это изменение определяется формулой

$$\Delta g = 2 \frac{R}{\gamma} \Delta H,$$

где R — средний радиус Земли, γ — среднее значение силы тяжести на Земле, ΔH — изменение высоты в метрах. В числовом выражении эта формула будет иметь вид

$$\Delta g = -0,3086 \Delta H,$$

т. е. при увеличении высоты ΔH на 3 м сила тяжести уменьшится на 1 мгл.

Значит, если известна высота точки, то легко можно сделать нужное приведение. Когда это приведение делается для нормального значения силы тяжести, надо использовать и нормальную систему высот. Однако высоты дают нам расстояния от квазигеоида до физической поверхности Земли. Аномалий высот, дающих превышения квазигеоида над эллипсоидом, мы не знаем. Отложив нормальную высоту от эллипсоида вверх, получим нормаль-

ное значение не в точке наблюдения, а ниже ее, на расстоянии, равном аномалии высоты или высоте ζ квазигеоида над эллипсоидом (см. рис. 15). Никаких возможностей определить это ζ пока у нас нет, стало быть надо образовывать аномалию из тех элементов, какими мы располагаем.

Эта аномалия будет

$$\Delta g = g_{\text{ф. п. з}} - \gamma_{\zeta},$$

где $g_{\text{ф. п. з}}$ — значение g в точке наблюдения, γ_{ζ} — значение γ на глубине ζ над точкой наблюдения.

Таким образом, мы не достигли цели — образовать разность наблюденного и теоретического значений силы тяжести в одной и той же точке. Но нет худа без добра: так образованные аномалии содержат в себе двойную информацию. С одной стороны, они говорят об аномальных массах в Земле, которые вызывают исследуемую аномалию, с другой — о том, на сколько поверхность, где получены γ_{ζ} , отстоит от физической поверхности Земли, т. е. о высотах квазигеоида. Именно поэтому по аномалиям силы тяжести можно построить форму квазигеоида или, что почти одно и то же, форму геоида.

Именно об этом рассказывают нам аномалии силы тяжести

Гравиметрическая карта мира

Аномалии силы тяжести и характер их изменения на земной поверхности обычно представляются в виде гравиметрических карт. Карты строятся следующим образом: на основу карты с сеткой координат, контурами берегов и линиями рек наносятся точки, в которых определены аномалии силы тяжести, и значения этих аномалий. По этим точкам проводятся линии равных значений аномалий путем интерполяции между точками. Линии равных аномалий, называемые изоаномалами, и характеризуют аномальное гравитационное поле. Там, где аномалии быстро изменяются и достигают больших значений, линии расположены густо и часто меняют направление. Если аномальное поле спокойно и изменяется мало, линии плавные и расстояния между ними большие.

В некоторых случаях, когда надо представить общий характер изменения аномалий на больших пространствах, строят карты, осредненные по областям в 0,25, 1, 2, 5,

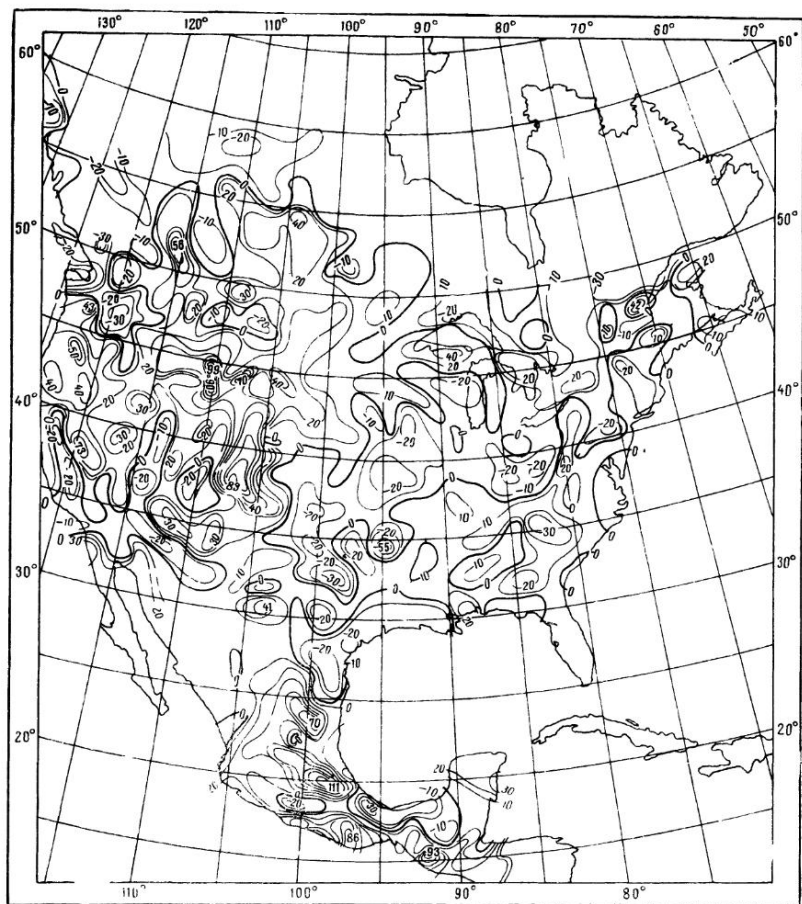


Рис. 16. Осредненная гравиметрическая карта Северной Америки (аномалии в свободном воздухе).

10 градусов. По этим осредненным значениям проводят линии равных аномалий. Такие осредненные карты характеризуют региональное поле, не давая его деталей. Зато на них хорошо виден общий ход аномалий, вызываемых

крупными структурными формами. Для примера на рис. 16, 17 показаны гравиметрические карты Северной Америки, построенные по средним значениям аномалий

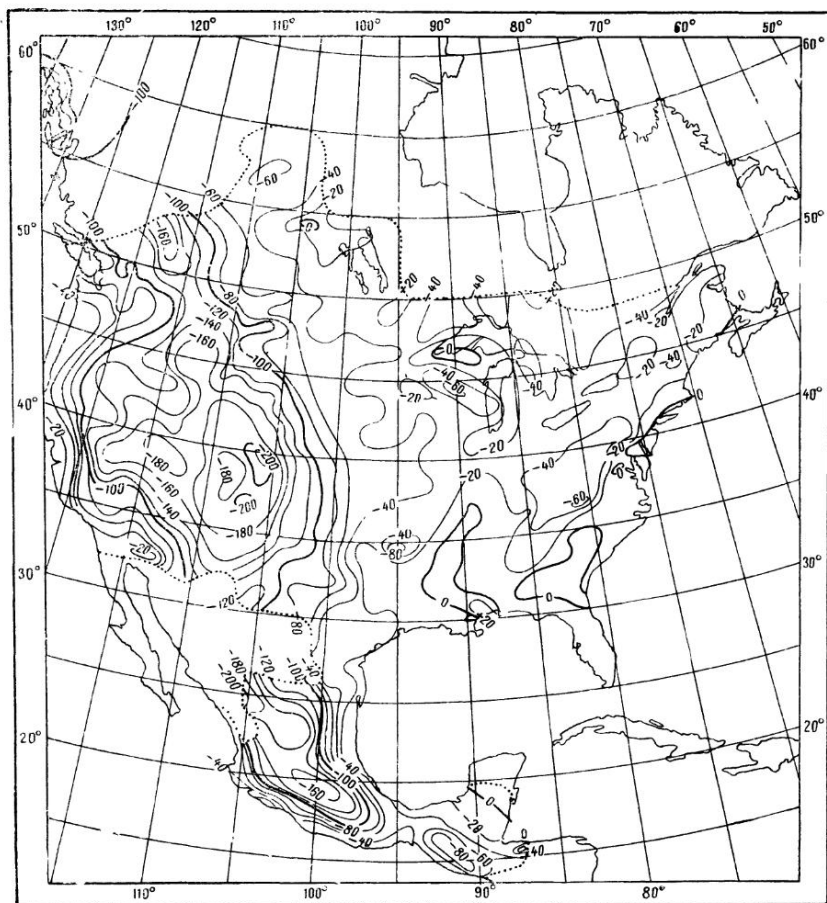


Рис. 17. Осредненная гравиметрическая карта Северной Америки (аномалии Буге).

в свободном воздухе и аномалий Буге на площадках в 1 квадратный градус.

На карте рис. 16 мы видим, что аномалии по-

рядка 100 миллигал характерны для района Скалистых гор и самой южной части материка. В общем гравитационное поле здесь спокойно. На карте Северной Америки в аномалиях Буге видно, что в той области, где были значительные положительные аномалии в свободном воздухе, возникают большие отрицательные аномалии — от -160 до -200 мгл.

В Европе аномалии в свободном воздухе изменяются от -160 до $+100$ миллигал. Большие колебания приходятся на область Греции, Эгейского и Ионического морей. Именно здесь наблюдается перепад от -160 до $+100$ мгл. В Альпах осредненные аномалии достигают -60 мгл. Возрастание аномалий имеет место на Пиренейском полуострове, в северной части которого они достигают $+80$ мгл.

В Азии большие отрицательные аномалии, осредненные значения которых достигают от -180 до -300 мгл, наблюдаются в горной стране Тянь-Шаня, Памира, Гималаев. В этой же области имеют место большие изменения аномалий с переходом в область положительных — от $+100$ до $+160$ мгл. Остальная часть континента характеризуется слаборасчлененным мозаичным полем с чередующимися небольшими положительными и отрицательными аномалиями.

Океаны характеризуются в основном слабо положительными и слабо отрицательными аномалиями в свободном воздухе. Только на островах появляются большие положительные аномалии, а над глубоководными впадинами — не менее большие отрицательные, что характеризует наличие избыточных, некомпенсированных масс островов или неуспевший выровняться недостаток масс разломов.

Аномалии Буге на океанах всюду резко положительны — до $300-400$ миллигал, что обусловлено введением дополнительной поправки для приведения плотности воды к средней плотности коры.

Какова же фигура геоида?

Геоид очень близок к эллипсоиду со сжатием $1 : 298,2$ и большой полуосью $6\,378\,160$ м. Однако отклонения геоида от такого эллипсоида не случайны, а носят закономерный характер. Во-первых, геоид отстоит дальше всего от

эллипсоида в экваториальной области под $6-10^\circ$ западной и соответственно $174-170^\circ$ восточной долготы, т. е. геоид лучше можно было бы представить не эллипсоидом вращения, а трехосным эллипсоидом, у которого большая экваториальная ось проходит от $174-170^\circ$ восточной долготы к $6-10^\circ$ западной долготы. Но и это не точно.

Если рассмотреть отдельно северное и южное полушария, то большая полуось экваториального сечения в северном полушарии проходит где-то в области $10-15^\circ$ западной долготы, а в южном полушарии — в области $25-50^\circ$ восточной долготы. Имеет место как бы скручивание геоида по часовой стрелке с севера на юг, если смотреть с Северного полюса. Величина расхождения большой и малой полуосей составляет около 150 м.

Т а б л и ц а 3

Характеристика трехосности Земли по геодезическим данным

Исследователь	Год	$a-b$	λ_0
Ф. Гельмерт	1915	230 ± 51	$17^\circ 3$
А. Беррот	1916	150 ± 58	$10^\circ 3$
В. А. Гейсканен	1929	165 ± 57	38°В
Ф. Н. Красовский	1936	213	10°В
В. А. Гейсканен	1938	354	$25^\circ 3$
Л. А. Изотов	1948	213	15°В

Т а б л и ц а 4

Долготы большой экваториальной полуоси,
определенные гравиметрическим методом

Исследователь	Год	Область Земли	λ_0
В. А. Гейсканен	1957	Вся Земля	$6^\circ 3$
		Северное полушарие	$10^\circ 3$
		Южное полушарие	56°В
У. А. Уотила	1959	Вся Земля	$8^\circ 30' 3$
		Северное полушарие	$3^\circ 30' 3$
		Южное полушарие	$79^\circ 30' \text{В}$
Н. П. Грушинский	1961	Вся Земля	$7^\circ 3$
		Северное полушарие	$15^\circ 3$
		Южное полушарие	25°В

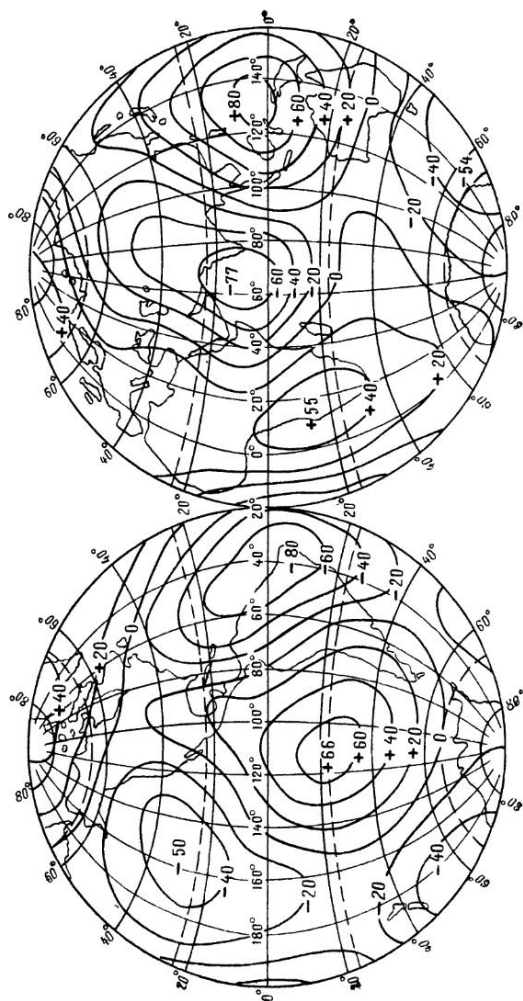


Рис. 18. Схема геоида над трехосным эллипсоидом по И. Д. Жонголовичу (1952 г.).

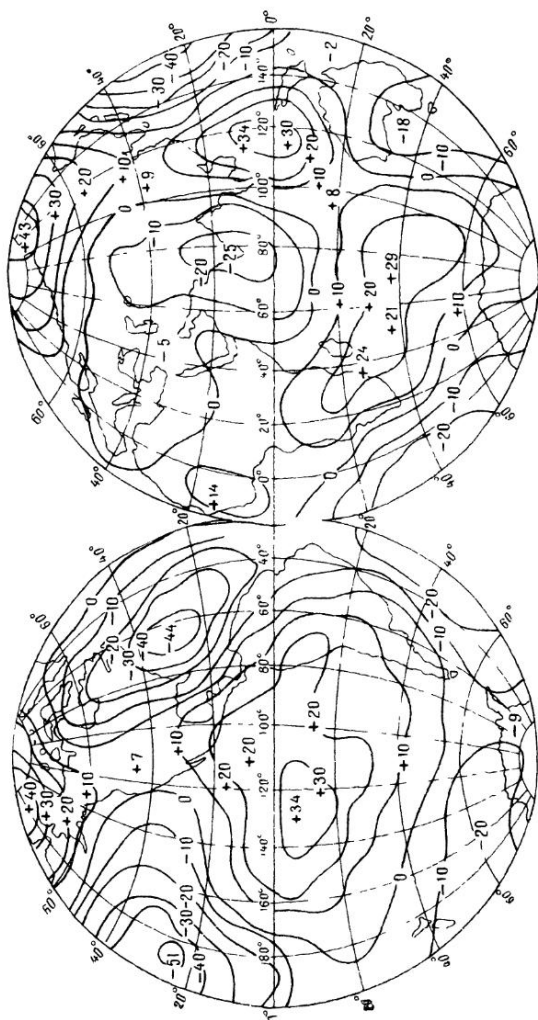


Рис 19. Схема геоида над трехосным эллипсоидом по В. М. Каула (1961 г.).

Кроме этой экваториальной асимметрии, геоид имеет асимметрию полярную. В области Северного полюса он проходит над эллипсоидом выше, чем в области Южного полюса, на 20—30 м. Конечно, это величины незначительные по сравнению с отступлениями от эллипсоида истинной физической поверхности Земли, достигающими в отдельных областях нескольких километров.

В табл. 3 и 4 приведены некоторые данные о различии большой и малой полуосей Земли ($a-b$), полученные геодезическим способом, а также долготы (λ_0) большой экваториальной полуоси при рассмотрении Земли как трехосного эллипсоида.

На рис. 18 показаны высоты (в м), геоида над земным трехосным эллипсоидом по И. Д. Жонголовичу, а на рис. 19 — то же по В. М. Каула. Линии на рисунках соединяют точки с одинаковыми высотами геоида. По геоиду В. М. Каула видно, что в арктической области высоты геоида изменяются от +20 до +40 м, тогда как в области Антарктической они лежат между —10 и 0 м, т. е. по Каула полярная асимметрия имеет порядок 20—50 м.

Искусственные спутники, гравитационное поле и фигура Земли

Запуск советского искусственного спутника Земли в октябре 1957 года возвестил начало космической эры. С тех пор прошло немного лет, а уже появились новые отрасли науки, старые классические отрасли получили новые средства для решения своих проблем.

Появление искусственных спутников Земли дало в руки гравиметристов новое средство изучения фигуры Земли и ее силового поля. В этой области при помощи искусственных спутников можно решить две основные задачи. Во-первых, они могут служить визирной целью с хорошо известными координатами, наблюдаемой одновременно из точек, удаленных друг от друга на расстояние до 5000 километров, а одновременно — со всей поверхности Земли. Наличие таких визиров позволяет построить пространственную триангуляцию, связывающую континенты, острова и любые удаленные друг от друга точки. Во-вторых, при помощи искусственных спутников можно измерять параметры фигуры и гравитационного поля Земли, его динамические характеристики.

В первом случае искусственный спутник играет пассивную роль, даже если он используется не просто как визир, но и сам посылает сигналы. Во второй задаче, при решении проблем динамической геодезии, искусственный спутник сам служит измерительным прибором. Двигаясь по законам небесной механики в гравитационном поле Земли, он испытывает все влияния этого поля. Гравитационное поле Земли со всеми его аномалиями определяет характер движения искусственного спутника, который является как бы чувствительным элементом, реагирующим на все особенности поля. По этой реакции, т. е. по характеру движения спутника, можно судить о гравитационном поле Земли, изучить свойства его правильной части и аномальные отклонения от нее.

Использование искусственных спутников расширило возможности гравиметрии, еще теснее сомкнув ее с небесной механикой и даже с астрометрией. Уже на первых порах использования их для изучения гравитационного поля и фигуры Земли было определено сжатие ее с точностью почти на два порядка более высокой, чем при предыдущих геометрических или гравиметрических измерениях. Вскоре после этого были получены характеристики трехосности Земли и ее полярной асимметрии, широким фронтом ведутся работы по построению сетей пространственной триангуляции, позволяющей в короткий срок создать единую геодезическую основу для всей Земли. Уже удастся получить гравиметрические характеристики сравнительно малых областей.

Итак, с запуском искусственных спутников появилось новое, принципиально отличное от всего, что было до тех пор, средство изучения и измерения гравитационного поля. Искусственный спутник, как уже было сказано, сам является гравиметром. Собственно, такую роль играет всякий спутник, а не только искусственный. Но чем дальше спутник от Земли, тем грубее будут измерения, тем более осредненные значения силы тяжести он позволяет получить.

Способ изучения гравитационного поля и фигуры Земли при помощи искусственных спутников основан на следующих соображениях. Спутник будет двигаться по правильной эллиптической или круговой орбите, не изменяющей положение в пространстве при условии, что притягивающее тело (Земля или другая планета) имеет пра-

вильную сферическую форму с правильным сферическим распределением масс и обладает однородным центральным гравитационным полем.

Наличие у Земли экваториального вздутия, т. е. сжатие Земли вызывает нарушение однородности гравитационного поля и, следовательно, нарушение движения спутника. Сжатие Земли влечет за собой прецессию плоскости

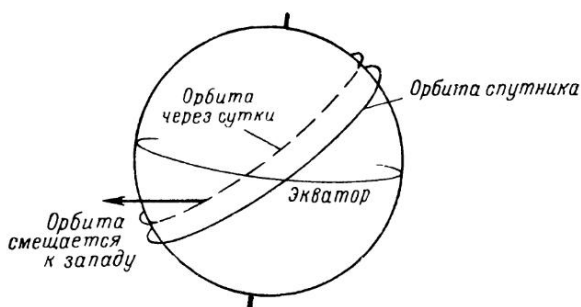


Рис. 20. Влияние сжатия Земли на орбиту спутника.

орбиты спутника вокруг земной оси со скоростью до 10° в сутки в направлении, обратном направлению движения самого спутника. При этом наклон орбиты к экватору не изменяется (рис. 20). Сжатие Земли вызывает, кроме того, вращение большой полуоси эллипса орбиты в плоскости орбиты в прямом направлении при малом наклоне орбиты и в обратном направлении при большом ее наклоне. Таким образом, эллипс орбиты как бы поворачивается, и направление большой полуоси изменяется. Происходит изменение долготы перигея.

По характеру и величине этих перемещений можно очень точно определить сжатие Земли — основной параметр ее фигуры. Так, вычисленное сжатие оказалось равным $1:298,24$. Это значит, что полярная ось Земли меньше экваториальной на 42,77 км. По возмущениям долготы орбит спутников удалось определить эллиптичность экватора. По данным спутников, большая полуось экватора больше малой на 100 м. Неправильности движения спутников позволили заметить слабую грушеобразность Земли. Уровенная поверхность в южной полярной обла-

сти примерно на 30 метров ближе к центру, чем в Арктике. Ряд нарушений орбитального движения спутника вызывается другими отклонениями осредненной фигуры Земли от правильного эллипсоида.

По результатам наблюдений искусственных спутников Земли и вычислениям возмущений их орбит можно построить схему осредненного геоида. Такая работа уже неоднократно проделывалась (рис. 21).

Возмущения в движении спутника происходят вследствие неоднородностей гравитационного поля, в котором он движется, поэтому так же, как схему геоида, можно построить и схему распределения гравитационных аномалий. Движение естественного спутника Земли — Луны тоже возмущается влиянием неоднородностей поля, и по движениям Луны также можно получить основные параметры фигуры и гравитационного поля Земли. Однако вследствие большой удаленности Луны точность измерений оказывается низкой.

Возможности изучения гравитационного поля по искусственным спутникам тоже ограничены. Этим методом очень хорошо определяется сжатие, экваториальная и полярная асимметрия и ряд крупных аномалий, осредненных на значительные области. Изучить мелкие аномалии этим способом нельзя, во-первых, потому, что спутник, двигаясь на значительной высоте, воспринимает некоторое осредненное интегральное влияние аномалий, не выделяя их детали, и, во-вторых, из-за того, что вследствие значительной удаленности мелкие влияния сглаживаются и оказываются неощутимыми. Таким образом, спутниковый способ изучения гравитационного поля и фигуры Земли не заменяет наземный гравиметрический, а дополняет его. Хорошие результаты дает одновременное использование обоих способов, когда из наблюдений спутников получают так называемые низкие гармоники земного гравитационного поля, т. е. аномалии, распространяющиеся на большие области, а из гравиметрического — высокие гармоники поля, или характеристики незначительных локальных областей.

Спутник может быть использован и как транспортное средство для гравиметров, непрерывно измеряющих в полете изменения гравитационного поля. В своем движении спутник испытывает ускорение от притяжения Земли. Это ускорение определяет его движение по эллиптической или круговой орбите. В этом движении спутник все время па-

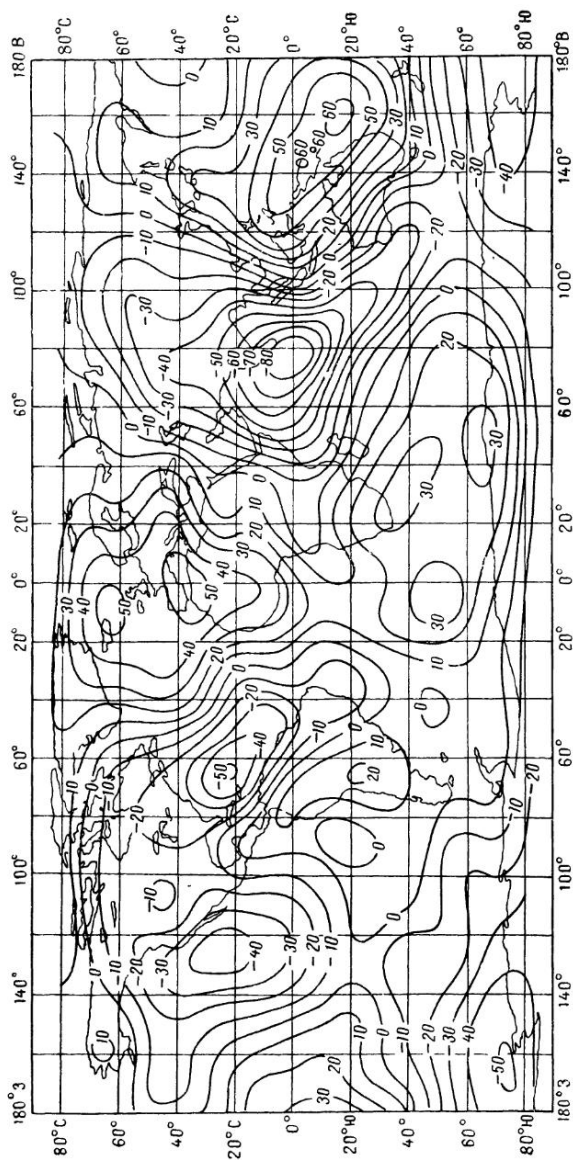


Рис. 21. Карта геоида по данным спутников (по В. М. Каула).

дает с ускорением, вызванным Землей, и находится в состоянии невесомости. Но так как земное гравитационное поле неоднородно, ускорение, испытываемое спутником, непостоянно. Оно изменяется под воздействием изменений гравитационного поля.

Если на спутнике установить гравиметр, измеряющий изменения ускорения по трем координатным осям, то всегда можно получить значения полного изменения силы тяжести по направлению отвеса, а, кроме того, и положение спутника в пространстве. Этот гравиметр будет действовать так же, как навигационное устройство, определяющее координаты корабля. Степень чувствительности и безынерционности такого гравиметра определит, какой протяженности и интенсивности гравитационные аномалии можно измерять. Конечно, надо иметь в виду, что аномалии при таком методе будут определяться не на поверхности Земли, а на высоте движения спутника. Они будут осредненными и будут характеризовать общее региональное гравитационное поле.

Методы космической гравиметрии и геодезии не укладываются в национальные рамки. Решаемые с их помощью задачи уже в силу своего характера и характера используемого метода перерастают из национальных в международные. Так, спутник, запущенный одной страной, летает неизбежно над территорией многих других стран. Именно поэтому космические исследования как в широком плане, так и конкретно в вопросах спутниковой геодезии и гравиметрии обусловили возникновение широкого фронта международного сотрудничества.

ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ ЛУНЫ И ПЛАНЕТ

Перспективы исследований



Одной из важнейших задач гравиметрии будущего, по-видимому, будет являться изучение гравитационного поля Луны, а в дальнейшем — и планет Солнечной системы. С тех пор как человек преодолел поле земного тяготения и вышел в космическое пространство, подробное обследование Луны и планет стало реально осуществимым.

Объекты астрономических исследований, на которые человек длительное время мог только смотреть через огромные пространства Вселенной, приблизились, стали доступны для

непосредственного изучения геофизическими методами, теми методами, которыми мы изучаем Землю. Прошло немногим более 10 лет после первого космического полета, когда советский космонавт Юрий Гагарин открыл новую, космическую эру, а уже человек побывал на Луне и взял образцы лунных пород. Началось планомерное изучение Луны.

Гравиметрия призвана помочь изучить форму и внешнее гравитационное поле Луны, установить законы изменения этого поля и по аномалиям силы тяжести выявить распределение масс в Луне, ее внутреннее строение и перейти к проведению гравитационной разведки полезных ископаемых на ней.

Эксплуатация недр Луны практически станет необходимой, как только человек начнет свою активную деятельность на ее поверхности. Уже для первых научных колоний на Луне потребуется большое количество энергии и различных материалов. Доставка всего этого с Земли слишком дорога. Придется использовать местные ресурсы. Не исключено, что некоторые полезные ископаемые с Луны будут доставляться на Землю.

Как бы то ни было, но детальное изучение Луны уже не за горами. Скоро перед нами встанет задача составления гравитационной карты Луны и ее интерпретации. Потом начнется изучение Марса и, возможно, других планет Солнечной системы.

Сейчас уже есть некоторые данные, позволяющие составить первое впечатление о характере гравитационного поля Луны и планет. Недалеко то время, когда на Луне будет произведено непосредственное измерение силы тяжести гравиметром, доставленным туда человеком или автоматической станцией.

Знать силу тяжести на поверхности планет весьма важно для выяснения существующих там физических условий. Сила тяжести определяет в основном наличие и состав атмосферы планет, препятствуя рассеянию газовых молекул. Для удержания планетной атмосферы в течение длительного времени необходимо, чтобы параболическая скорость на поверхности данной планеты, то что мы называем второй космической скоростью, значительно превосходила среднюю квадратическую скорость движения молекул газов. В противном случае газ атмосферы довольно быстро рассеется в мировом пространстве. Английский

астроном Джинс вывел формулу, по которой можно вычислить время, необходимое для того, чтобы молекулы данного газа покинули атмосферу планеты вследствие превышения скорости их движения над параболической скоростью. Эта формула связывает время разбегания молекул газа со скоростью теплового движения молекул и ускорением силы тяжести на ее поверхности.

Зная ускорение силы тяжести g на поверхности планеты и среднюю квадратическую скорость теплового движения молекул газа, легко можно вычислить время, в течение которого планета растеряет все молекулы данного газа.

Средняя квадратическая скорость теплового движения молекул данного газа зависит от абсолютной температуры, при которой данный газ находится, и от его молекулярного веса. Все эти величины известны.

Таким образом, можно рассчитать, например, какие газы не могут остаться в атмосфере Марса, а какие могут. Если возраст Марса, подобно Земле, составляет $3 \cdot 10^9$ лет, средний радиус Марса 3385 километров, а сила тяжести 365,6 гал, то за 3 миллиарда лет существования планеты все молекулы газа, имеющие средние скорости теплового движения более 1 км/сек, должны быть утеряны. Так как поверхностная температура Марса порядка 200°K , то оказывается, что для такой скорости вес молекул газа должен быть меньше 5. Это значит, что все газы, молекулярный вес которых меньше 5, должны быть Марсом утеряны, т. е. полностью должны быть утеряны водород (молекулярный вес равен 2) и гелий (молекулярный вес равен 4). Атмосфера Марса должна состоять из тяжелых газов, таких как аргон (молекулярный вес 40), кислород (молекулярный вес 32), азот (молекулярный вес 28). Параболическая скорость для Марса составляет 5,1 км/сек. Следовательно, на Луне, для которой параболическая скорость 2,38 км/сек, должны быть рассеяны и тяжелые газы, что и имеет место в действительности.

Сила тяжести играет большую роль также в формировании поверхности планет, имеющих твердую кору: планеты с малой силой тяжести должны иметь более угловатые формы рельефа, так как те неровности и выступы, которые под действием большой силы тяжести непременно бы обрушились, при малой могут сохраняться. Малая сила тяжести слабее противодействует внутренним горообразо-

вательным силам, вызывающим поднятия пород поверхности планеты в результате действия подкоровых процессов или метеоритных ударов.

Основные черты гравитационного поля и фигуры Луны

О том, что сила тяжести на Луне в шесть раз слабее, чем на Земле, знали уже давно. Это легко определить, зная массу Луны. Знаменитый фантаст и научный прорицатель Жюль Верн в своем романе «Из пушки на Луну» использует эти знания, подробно описывая, как легко человеку на Луне преодолевать препятствия на много более высокие, чем те, которые на Земле непреодолимы.

Приближенное среднее значение силы тяжести на поверхности Луны, если принять ее за шар, можно вычислить, пользуясь формулой Ньютонова закона всемирного тяготения:

$$g_{\text{л}} = \frac{GM_{\text{л}}}{R^2}.$$

Радиус Луны $R = 1738,0 \pm 0,2$ км, гравитационная постоянная $G = 6,67 \cdot 10^{-8}$.

Масса Луны $M_{\text{л}}$ получается из сравнения с массой Земли $M_{\text{з}}$, известной из гравиметрических измерений. Обычно используется непосредственная величина $GM_{\text{з}} = (39\,861 \pm 0,5) \cdot 10^{16}$ ед. СГС. Отношение масс Луны и Земли

$$\frac{M_{\text{л}}}{M_{\text{з}}} = m = \frac{1}{81,31}$$

получается астрономическим методом по наблюдениям прецессии и нутации, т. е. по периодическим изменениям направления наклона оси вращения светила. Учитывая отношение масс Луны и Земли, получим

$$M_{\text{л}} = M_{\text{з}}m.$$

Тогда окончательная формула для среднего значения силы тяжести на Луне будет

$$g_{\text{л}} = \frac{GM_{\text{з}}m}{R^2}.$$

По ней после подстановки числовых значений всех входящих величин получаем: $g_{\text{л}} = 162,29 \pm 0,20$ см/сек. Это среднее значение. Но пока не измерена сила тяжести в различных частях Луны, характеристику ее гравитационного поля можно составить лишь исходя из некоторых предположений.

Один из путей — учет и оценка доступных наблюдению причин, изменяющих поле силы тяжести. Такими причинами являются: 1) эллиптичность Луны и различные воздействия на разных широтах угловой скорости вращения; 2) возмущающее влияние Земли; 3) неодинаковое расположение точек лунной поверхности по высоте; 4) неоднородное распределение масс, в частности влияние неровностей рельефа; 5) либрация Луны (либрацией называется изменение положения оси Луны относительно Земли, вследствие чего Луна, обращенная к Земле всегда одной стороной немного отклоняется от этого положения).

Первые две причины определяют постоянную во времени, закономерно изменяющуюся на поверхности Луны часть лунного гравитационного поля. Эту часть лунного гравитационного поля можно по аналогии с земным назвать нормальным гравитационным полем Луны. Неодинаковое расположение точек по высоте можно учитывать при помощи вертикального градиента силы тяжести. Четвертая причина вызывает аномалии силы тяжести, т. е. ее отклонения от некоторого среднего нормального значения. Либрация Луны связана с дополнительными периодическими изменениями ускорения, что приводит к периодическим вариациям силы тяжести на Луне.

Гравитационное поле Луны можно представить полем трехосного эллипсоида. Полярная ось этого эллипсоида перпендикулярна эклиптике, т. е. плоскости околоземной орбиты Луны, а большая экваториальная ось направлена к Земле. В этом направлении в Луне должно быть заметное вздутие, вызываемое притяжением Земли. Луна вращается с очень малой скоростью. Она всегда остается повернутой к Земле одной и той же стороной, т. е. совершает один полный оборот вокруг оси за столько же времени, за сколько обходит по орбите Землю. Значит, отток материи от полюсов в экваториальную область вследствие вращения, уменьшающего силу тяжести в экваториальных областях, ничтожно мал и сжатие Луны мало.

Полярное сжатие Луны имеет следующую величину:

$$\alpha = \frac{a-c}{a} = 0,00039,$$

т. е. на порядок меньше сжатия Земли ($\alpha_z = 0,0033$).

Экваториальное сжатие Луны

$$\alpha' = \frac{a-b}{a} = 0,00016.$$

Исходя из величины сжатия, зная скорость вращения и величину g_e , можно вычислить коэффициенты нормальной формулы силы тяжести на Луне. Эта формула, по вычислениям одного из авторов, имеет следующий вид:

$$\gamma(\varphi, \lambda) = 162,29(1 - 0,00037 \sin^2 \varphi + 0,00008 \cos^2 \varphi \cos 2\lambda).$$

Согласно этим расчетам сила тяжести на Луне увеличивается от полюсов к экватору примерно на 0,0004 ее полной величины, в то время как на Земле она уменьшается к экватору.

Объясняется этот факт следующим образом. Для Земли вращение вызывает в силе тяжести составляющую, равную $346 \cdot 10^{-5}$ от общей величины. На эту величину сила тяжести на экваторе меньше, чем у полюсов. Это различие вызвало перетекание масс в область экватора и обусловило появление экваториального вздутия. Таким образом, сила тяжести на экваторе уменьшена за счет удаления поверхности Земли от центра и увеличена за счет увеличения слоя масс в экваториальной области. Из этих трех эффектов преобладающим является уменьшение силы тяжести на экваторе в общей сложности на $529 \cdot 10^{-5}$ ее полной величины.

На Луне вследствие очень незначительной скорости вращения уменьшение силы тяжести на экваторе составляет всего $1,7 \cdot 10^{-5}$ от полной величины ее. В то же время перетекание масс не только за счет вращения, но в основном за счет возмущающего притяжения Земли вызывает на экваторе Луны увеличение силы тяжести на 38×10^{-5} . Суммарный эффект равен увеличению силы тяжести на $37 \cdot 10^{-5}$ от полной величины, что составляет в среднем приблизительно 60 мгл. Изменения силы тяжести по экватору Луны вследствие наличия приливного вздутия от Земли оказываются равными 26 мгл, причем

наибольшее значение сила тяжести имеет на стороне Луны, обращенной к Земле. Само возмущающее влияние притяжения Земли составляет $1 \cdot 6 \cdot 10^{-5}$ полной силы тяжести, или 2,6 *мгл*.

Важно знать также, как изменяется Δg с высотой, так называемый вертикальный градиент силы тяжести. Оказывается, что эта величина равна 186 миллигалам на километр высоты вблизи поверхности. Она может быть представлена формулой $\Delta g = -0,000001868 H$, где H выражена в км, а Δg — в *мгл*. Вследствие либраций Луны сила тяжести на ней изменяется периодически на очень малую величину — порядка $5 \cdot 10^{-7}$, что соответствует 0,088 *мгл*; этой величиной можно пренебречь.

Таким образом, сила тяжести на Луне закономерно уменьшается от экватора к полюсам в среднем на 60 *мгл* и по экватору от экваториального вздутия, направленного к Земле, до областей, расположенных под углом 90° от направления на Землю, на 26 *мгл*. Это на поверхности лунного эллипсоида. По мере удаления от него сила тяжести уменьшается на 0,186 *мгл* на каждый метр высоты.

Кроме этих изменений гравитационного поля, связанных с общими характерными осредненными чертами фигуры Луны, на ней существуют отклонения — аномалии силы тяжести, вызываемые неоднородностью масс и в первую очередь видимыми неоднородностями рельефа. Так, например, для однородной Луны над горами сила тяжести (на одной и той же высоте) должна быть больше, чем над лунными морями. Описанный нами характер распределения силы тяжести на Луне был получен расчетным путем и основывался лишь на знаниях массы, линейных размеров и скорости вращения.

Один из распространенных способов построения гравитационного поля Луны основан на учете влияния распределения внешних, видимых масс в предположении, что внутри Луны массы или однородны или изменяются по плотности пропорционально расстоянию до центра. Тогда видимый рельеф, включая и обширные вздутия, например вздутие, направленное к Земле, будет основной причиной гравитационных аномалий в смысле отклонения от некоторой средней постоянной величины. Всю поверхность Луны можно в этом случае разделить на области по широтным зонам, долготным секторам и трапециям, образованным параллелями и меридианами (рис. 22), и получить

рельеф или аномалии силы тяжести, характерные для этих областей: зональные, изменяющиеся по широтным зонам, от полюса к экватору, секториальные, изменяющиеся по меридианным секторам, например от области направленного к Земле экваториального вздутия, и тессериальные, соответствующие трапециям, образованным пересекающимися меридианами и параллелями. Такое построение рельефа Луны было выполнено С. А. Гудасом. По его данным была составлена схема обобщенного рельефа Луны (рис. 23).

После облета Луны советской орбитальной автоматической станцией, а позже — американскими спутниками появилась возможность построения гравитационного поля Луны по наблюдениям возмущений в движении этих спутников (рис. 24).

Наблюдения движения искусственных спутников Луны привели недавно к еще одному открытию. В движении спутника были замечены возмущения на определенных участках орбиты, вызываемые, по-видимому, локальными аномальными массами. Расположение этих масс, как оказалось, совпадает с несколькими большими морями: Дождей, Ясности, Кризисов, Нектара, Влажности. Эти аномалии масс, во всех случаях положительные, получили название «масконы», что означает «концентрации масс». Масконы рассматриваются как структуры повышенной плотности, приуроченные к определенным лунным образованиям. Если это так, то возможно, что на Луне имеет место изостазия и кора Луны характеризуется избытком масс там, где нет внешних сооружений, например гор.

По внешнему облику и гравитационному полю можно построить уровенную поверхность, проходящую через какую-либо точку на поверхности Луны, и принять ее в качестве фигуры Луны. Такая уровенная поверхность называется селеноидом.

Селеноид имеет неправильную форму. С некоторой степенью приближения его можно представить трехосным эллипсоидом, однако при этом экваториальная эллиптичность оказывается того же порядка, что и меридианная. Кроме того, большая полуось, направленная к Земле, больше большой полуоси противоположного направления, так что экваториальное сечение получается скорее яйцеобразной формы, чем эллиптической. Большая полуось, направленная к Земле, больше среднего радиуса Луны

в картинной плоскости на 2 км. Отклонения радиусов-векторов по осям координат от среднего радиуса, равного 1738,0 км, составляют по оси z +1400 м, по оси x —400 м, по оси y —1000 м. Здесь z направлена к Земле (это большая экваториальная полуось), x — лежит в эк-

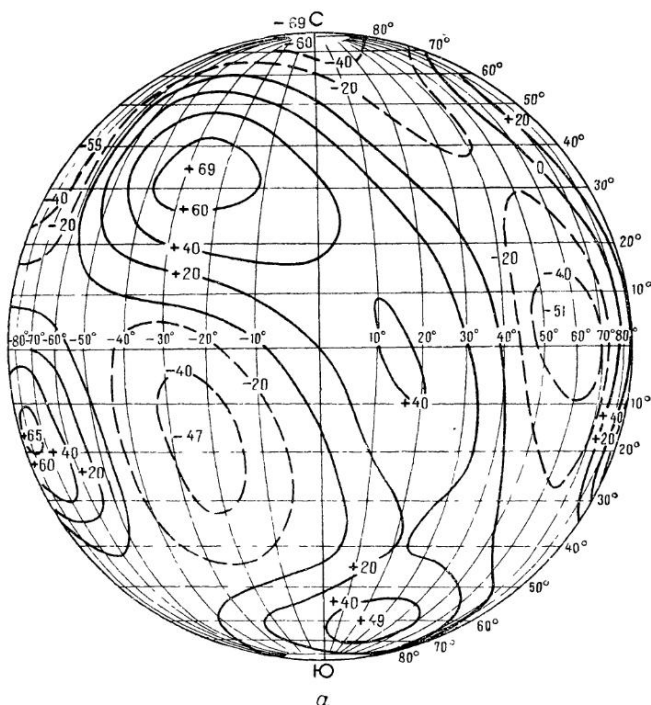


Рис. 24. Схема гравитационных аномалий Луны по
а — видимая сторона;

ваториальной плоскости под углом 90° от z (малая экваториальная полуось), y — полярная полуось.

Если говорить о фигуре Луны как о физической поверхности, то неправильности ее строения еще больше усилятся. Среднее превышение лунных материков над морями около 1600 м. Лунные горы достигают 9000 м над уровнями морей. Таким образом, фигура Луны довольно неправильна.

до странности прямые полосы, расплывающиеся в узлах пересечений. Он высказал заманчивую смелую идею, что это искусственные сооружения — построенные марсианами водные каналы. Идею Скиапарелли подтвердил в начале нашего века своими наблюдениями и выводами итальянец Антониади, располагавший уже довольно мощным телескопом. Отсюда родилось много гипотез, легенд, фантастических романов и надежд. Идея жизни на соседней планете подобных нам разумных существ, надежда встретиться с ними крайне заманчивы.

Увы, телескопические наблюдения планеты, изучение спектров ее атмосферы и, наконец, фотографирование ее поверхности с автоматической межпланетной станции не оставили сомнений в ее необитаемости и неудобстве для жизни. Это тем более огорчительно, что надежды на встречу с марсианской цивилизацией были окончательно утеряны именно тогда, когда установление непосредственной связи с Марсом, возможность наблюдения его поверхности при близком облете и возможность посещения этой планеты превратились в реальность.

Поверхность Марса оказалась очень похожей на поверхность Луны. Она покрыта кратерами и цирками, похожими на лунные, только более редко расположенными. Марс имеет много схожего с Землей. Его масса составляет около 10% земной ($M=0,107 M_3$), радиус — около половины земного ($R=0,53 R_3$).

Период обращения Марса вокруг своей оси почти совпадает с земным — 24 ч 37 мин 22,6689 сек, т. е. сутки на Марсе имеют такую же длительность, как на Земле. Средняя плотность марсианского вещества ($3,958 \text{ г/см}^3$) немногим меньше средней плотности Земли ($5,52 \text{ г/см}^3$).

Напряженность силы тяжести на Марсе, составляющая 38,09% земного, позволила ему сохранить атмосферу, состоящую из тяжелых газов, но не содержащую таких легких газов, как водород и гелий, молекулы которых вследствие больших кинетических скоростей и малого значения силы тяжести давно уже улетучились. Параболическая скорость, т. е. та скорость, при которой движущийся предмет должен выйти за пределы тяготения планеты, составляет для Марса 5,01 км/сек (для Земли — 11,2 км/сек).

Исходя из массы, размеров и скорости вращения пла-

Таблица 5

Основные параметры планет Солнечной системы

Планеты	Сжатие α	Период обращения T , сек	Средняя плотность ρ , г/см ³	Масса M , г	Экваториальный радиус R , км	q	$\beta = \frac{5}{2} q - \alpha$	g_e (притяжение минус центробежное ускорение)
Меркурий	0,0	7600320	5,3	$3,166 \cdot 10^{26}$	$242 \cdot 10^6$	$4,6 \cdot 10^{-7}$	$11,5 \cdot 10^{-7}$	$360,5-17 \cdot 10^{-5}$
Венера	0,0	604800 80220 810000*	4,95	$4,86 \cdot 10^{27}$	$61 \cdot 10^7$	$7,8 \cdot 10^{-5}$ $4,44 \cdot 10^{-3}$ $4,4 \cdot 10^{-5}$	$19,5 \cdot 10^{-5}$ $11,1 \cdot 10^{-3}$ $11,0 \cdot 10^{-5}$	$870,9-6,6 \cdot 10^{-2}$ $870,9-3,74$ $870,9-3,7 \cdot 10^{-2}$
Марс	0,0052	88642,6	3,95	$6,395 \cdot 10^{26}$	$34 \cdot 10^7$	$4,55 \cdot 10^{-3}$	$6,2 \cdot 10^{-3}$	$368,88-1,71$
Юпитер	0,062	35405*	1,330	$1900,686 \cdot 10^{27}$	$714 \cdot 10^7$	$8,5 \cdot 10^{-2}$	$15,0 \cdot 10^{-2}$	$2486,04-224,87$
Сатурн	0,096	36840*	0,687	$569,13 \cdot 10^{27}$	$604 \cdot 10^7$	$15,16 \cdot 10^{-2}$	$28,3 \cdot 10^{-2}$	$1040,24-175,69$
Уран	0,06	38940	1,56	$86,97 \cdot 10^{27}$	$238 \cdot 10^7$	$5,97 \cdot 10^{-2}$	$8,9 \cdot 10^{-2}$	$1023,8-61,97$
Нептун	0,02	56400	2,27	$102,98 \cdot 10^{27}$	$223 \cdot 10^7$	$1,96 \cdot 10^{-2}$	$2,9 \cdot 10^{-2}$	$1380,9-27,68$
Плутон	?	57600	4	$5,38 \cdot 10^{27}$	$72 \cdot 10^7$	$1,06 \cdot 10^{-2}$	—	$692,0-8,57$

* Для экваториальной зоны

** Бращение обратное.

o — отношение центробежной силы к силе тяжести на экваторе

неты, можно рассчитать основные параметры гравитационного поля и сжатие ее. Считая вещество внутри планеты уплотняющимся пропорционально удалению данного слоя от центра масс, получим для экваториальной постоянной Марса $\gamma = 365,61$ гал. Сжатие Марса \propto равно $\frac{1}{192}$ в отличие от земного, равного $\frac{1}{298}$. Оно было получено Лоуэллом и близко к динамическому сжатию ($\alpha_g = 0,0057$).

Закон распределения силы тяжести на поверхности Марса, принятой за эллипсоид вращения, можно представить формулой

$$g_M = 365,61 (1 + 0,0062 \sin^2 \varphi),$$

связывающей значение силы тяжести с широтой места φ . Согласно этой формуле сила тяжести на Марсе увеличивается от экватора к полюсу на 2,27 гал.

Нормальный вертикальный градиент силы тяжести, т. е. изменение силы тяжести с высотой для Марса, будет

$$\frac{\partial g}{\partial H} = - \frac{2g}{R} H = - 2,16 \cdot 10^{-6} \text{ гал/м},$$

или 216 мгал/км. Пока еще ничего нельзя сказать о деталях гравитационного поля Марса, о его аномалиях. Можно только заметить, что наблюдаемые значения сжатия согласно большинству исследователей больше динамического и принятого нами по Лоуэллу. Среднее из определений шести авторов $\alpha = 0,0014$. В этом случае формула зависимости силы тяжести от широты примет вид:

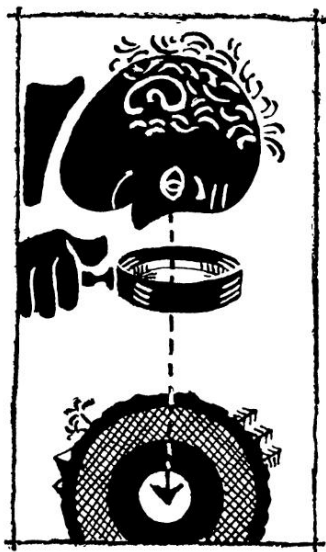
$$g = 365,61 (1 + 0,010 \sin^2 \varphi),$$

и сила тяжести будет увеличиваться от экватора к полюсу на 3,656 гал.

Исходя из основных характеристик других планет, можно рассчитать для них основные параметры гравитационного поля нормального эллипсоида вращения, а именно экваториальное значение напряженности силы тяжести g_e , величину β , характеризующую изменяемость гравитационного поля с широтой и общее изменение его от экватора до полюсов, и q — отношение центробежной силы к силе тяжести на экваторе. Все эти величины, а также исходные для их получения данные, как-то сжатие, период обращения, средняя плотность, масса и экваториальный радиус планеты, для всех планет солнечной системы приведены в табл. 5.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ

**Что говорят
гравитационные приливы
о внутреннем строении
Земли**



Человеку, живущему на Земле, не только интересно, но и очень важно знать, каково ее строение, как изменяются свойства вещества по мере углубления, температура, давление, состав вещества, твердая Земля внутри или жидкая. Зная это, можно установить распределение в Земле нужных человеку полезных ископаемых, предсказать многие природные явления и т. д.

Однако о внутреннем строении Земли человек знает пока мало, меньше, чем о поверхности Луны, меньше, чем о внут-

реннем строении Солнца и звезд, как это ни парадоксально.

Самые глубокие скважины проникли в глубь Земли лишь на 7 км, т. е. на 0,001 земного радиуса. Об остальной ее части строят гипотезы и теории.

Основные сведения о внутреннем строении Земли можно получить сейчас методами сейсмологии, т. е. по наблюдениям упругих волн, возбужденных землетрясениями или большими взрывами и распространяющихся в теле Земли, и методами наблюдений и анализа лунно-солнечных приливов.

Анализ распространения в Земле упругих колебаний позволил сделать заключение, что Земля состоит из следующих основных слоев.

1. Верхний слой (земная кора), находящийся в кристаллическом состоянии, имеет толщину (мощность) 30—60 км на континентах и 3—17 км на океанах.

На границе этого слоя с нижележащим, получившим название «граница Мохоровичича», по имени открывшего ее югославского геофизика, происходит резкий скачок плотности пород и скорости распространения упругих волн.

2. Оболочка, или мантия, в которой выделяется верхняя мантия. В мантии вещество находится в пластическом состоянии. Верхняя мантия простирается до глубины 1100—1200 км. На этой границе уменьшается возрастание скорости распространения упругих волн и резко увеличивается плотность пород. Мантия простирается до глубины 3000 км.

3. Ядро. Через ядро совсем не проходят поперечные упругие волны, а скорость распространения продольных волн резко падает. Это значит, что ядро находится в жидком состоянии. Есть основания полагать, что внутренняя часть его радиусом 1200—1650 км твердая. Общая схема строения Земли показана на рис. 25.

Сила тяготения является главной силой, сформировавшей Землю, определившей ее фигуру и внутреннее строение. Именно эта сила обусловила концентрацию более тяжелых элементов в глубоких внутренних частях Земли и более легких — на поверхности, а также общее концентрическое строение различных слоев. Однако, развиваясь, Земля не могла сохранить однородность хотя бы по концентрическому сферическим слоям. Происходили нарушения этой однородности, наиболее значительные, по-види-

мому, в верхних слоях. Эти нарушения отразились в гравитационном поле.

От правильного распределения с постепенным увеличением к полюсам сила тяжести отклоняется то в сторону увеличения, то в сторону уменьшения. Эти отклонения,

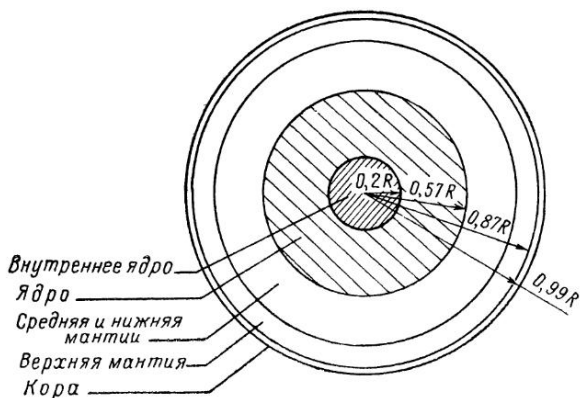


Рис. 25. Схема внутреннего строения Земли.

т. е. гравитационные аномалии, оказываются тем больше, чем больше различие в плотностях масс, составляющих слой Земли. Но если так, то и аномалии силы тяжести несут в себе информацию о внутреннем строении Земли.

Сила тяжести, как мы видели, изменяется во времени, что вызывает явление приливов. Эти изменения также несут в себе информацию о внутреннем строении Земли. Анализ приливных вариаций силы тяжести позволил построить модель изменения плотностей внутри Земли. Дело в том, что при одной и той же возмущающей силе величина и деформация тела, т. е. величина прилива, будут зависеть от упругости.

Если бы Земля была абсолютно тверда, то возмущающее действие Луны и Солнца никак не деформировало бы ее. Однако уровенная поверхность силы тяжести для такой Земли, т. е. поверхность, перпендикулярная к суммарному вектору силы тяжести Земли, плюс возмущающая сила притяжения светила, периодически испытывала бы подъемы и опускания на некоторую величину ζ . Иными

словами, если бы Земля была окружена идеальной, т. е. невесомой и абсолютно текучей, жидкостью, то такая жидкость все время перетекала бы, образуя волну прилива с высотой ζ в точках, где светило (Луна или Солн-

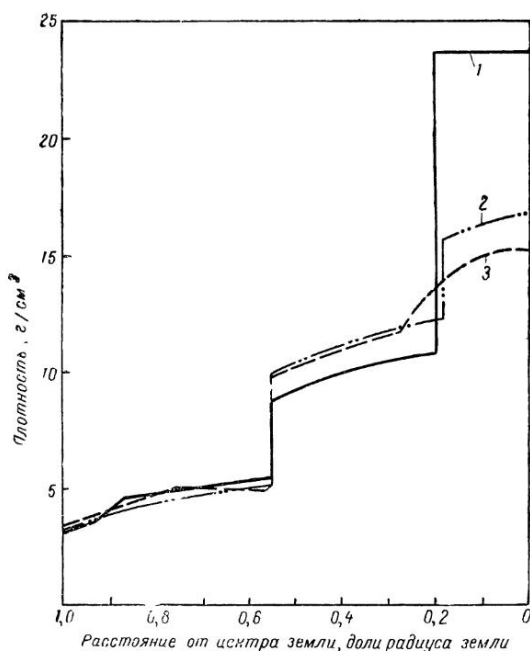


Рис. 26. График изменения плотностей внутри Земли:
 1 — по данным М. С. Молоденского, 2 — по данным Н. Н. Парийского, 3 — по данным М. Ландисмана и Ю. Сато.

це) находится в зените и в надире. Изменения положения уровенной поверхности можно наблюдать по изменениям направления отвеса или наклонов уровня, а также при помощи измерений вариаций силы тяжести.

В другом крайнем случае, если Земля абсолютно упруга, то под действием возмущающего притяжения светила (Луны или Солнца) будет происходить такая же деформация Земли, как и деформация уровенной поверхности, т. е. будет иметь место фактическое волновое колебание почвы с амплитудой ζ .

На самом деле Земля не абсолютно тверда, но и не

абсолютно упруга, поэтому ее деформация при лунно-солнечном возмущении будет промежуточной. Твердая оболочка Земли будет дышать — подниматься и опускаться, но на величину, меньшую величины ξ — амплитуды перемещений уровенной поверхности.

В зависимости от упругости Земли будет меняться соотношение между фактической высотой прилива твердой оболочки и деформацией уровенной поверхности. В действительности явление это более сложное, поскольку строение Земли слоистое и разным слоям свойственна разная плотность и разная средняя упругость. Каждому закону распределения плотностей соответствует определенный характер приливных волн.

Можно построить модель Земли, состоящую из слоев разной плотности, и рассчитать для нее приливы. Сопоставляя рассчитанные приливы с характером наблюдаемых, можно получить наиболее вероятное распределение плотностей. На рис. 26 видно, что плотности скачкообразно меняются на глубинах $0,2 R$, $0,57 R$ и $0,87 R$, т. е. в 1200, 3600, 5600 км от поверхности. Это как раз соответствует границам верхней мантии и ядра и внутреннему переходу в ядре от жидкого состояния к твердому.

Строение земной коры

Верхняя часть Земли — земная кора — толщиной от нескольких километров до нескольких десятков (60—70) километров изучена наиболее детально. С ней тесно связана вся жизнедеятельность человека: на ее поверхности он живет, с нее он получает все необходимые для жизни продукты, в ней заключены все полезные ископаемые, используемые человеком в процессе его деятельности. С земной корой связаны многие явления, грозящие человеку катастрофами, такие, как землетрясения, извержения вулканов. В ней происходит горообразование и другие тектонические процессы.

В земной коре вещество находится в кристаллическом состоянии. От нижерасположенного слоя верхней мантии, состоящего из пластического, аморфного вещества, земная кора отграничивается размытой поверхностью, которая характеризуется изменением свойств вещества: плотности — от $2,8\text{—}3,0 \text{ г/см}^3$ в нижних частях коры до $3,1\text{—}$

3,3 г/см³ в верхних частях мантии, скорости распространения упругих волн — от 6—6,7 до 7—7,5 км/сек; изменяется, как уже говорилось, состояние вещества. Это и позволяет обнаружить границу раздела — поверхность Моховичича. Моховичич установил этот переходной слой по изменению скорости распространения упругих волн, т. е. сейсмическим методом.

Изменение плотности на этой границе позволяет изучать ее и гравиметрическим методом. Если кора становится толще, т. е. вещество, обладающее большей плотностью, погружается, то аномалии силы тяжести, вызываемые отклонением плотности Земли в данной области от некоторой средней, должны уменьшаться. Однако легко понять, что в этом случае можно говорить только об уменьшении или увеличении аномалий, т. е. о погружении или приближении к поверхности более плотных масс. Это значит, что гравиметрический метод является относительным и не позволяет определить глубину залегания поверхности изменения плотностей. Если же эта глубина известна в каком-то месте, то можно определить, уменьшается ли она или увеличивается и на сколько в соседних областях.

Гравиметрический метод выступает здесь совместно с сейсмическим как интерполяционный, дающий средство проследить характер изменения глубин между двумя или несколькими точками, в которых глубины определены методом наблюдения скоростей распространения упругих волн.

Применение обоих этих методов позволило составить представление о характере строения земной коры и даже построить карты, правда весьма приближенные, толщин земной коры.

Наиболее тонкая земная кора на океанах — от 3 до 17 км. На континентах толщина ее изменяется от 30 до 60 км, причем наибольшая приходится на горные области, например на горную страну Гималаи или область Кордильер в Южной Америке.

Земную кору разделяют на три типа: континентальная, океаническая и переходная от океанов к континентам. Типы коры отличаются не только мощностью, но и составом.

Континентальная кора имеет толщину от 30—35 км в равнинных областях до 60—70 км в обширных горных ре-

гионах. Она состоит обычно из трех главных слоев. Самый нижний слой, граничащий с мантией, называется «базальтовым». Он сложен главным образом основными породами типа базальта, габбро и другими. Над «базальтовым» слоем залегает «гранитный» слой, названный так тоже условно, поскольку состоит, кроме гранитов, из многих пород, в основном кислых и приближающихся по своим свойствам к гранитам. Самый верхний слой континентальной земной коры — осадочный — связан с накоплением продуктов жизнедеятельности животных и растений, а также процесса размыва и выветривания пород. Это обычно самый тонкий слой, мощность его от нескольких до 10—12 километров.

Упомянутые слои континентальной земной коры различаются, кроме того, по плотности горных пород и упругим свойствам, а следовательно, скоростям распространения сейсмических волн. Поэтому на границах между ними, так же как и при переходе от коры к верхней мантии, наблюдается хотя и не так четко, скачок плотностей и скачок скорости распространения упругих волн, что позволяет проследить их сейсмическим и в некоторых случаях гравиметрическим методами.

Горы возвышаются над средним уровнем океана на 4—6 км, максимум 8 км. Земная кора под горами уходит в глубину на 40—50 км, под континентами — на 30—35 км. Таким образом, нижняя граница коры как бы повторяет в осредненной и преувеличенной форме внешний рельеф. Говорят, что горы имеют корни.

Океаническая земная кора всегда тонкая. Ее толщина изменяется от 3—5 до 15—17 км. Она состоит из пород одного лишь «базальтового» слоя обычно с тонким (0,6 км) наслоением осадков, а в верхней части некоторых областей — уплотненных осадочных и изверженных пород.

К переходному типу земной коры относится узкая часть прибрежной равнины, шельфовая зона океана и континентальный склон. К этому же типу коры можно отнести срединноокеанические валы, представляющие собой, по-видимому, единую систему поднятий океанического дна и островные дуги с глубоководными рвами и окраинными морями.

Переходный тип земной коры отличается толщиной 15—25 км и постепенным выклиниванием от континентов к океанам среднего («гранитного») слоя.

В настоящее время существует много гипотез происхождения и развития земной коры. Самая старая из них — гипотеза контракции. По этой гипотезе на первоначально расплавленной Земле в результате дифференциации и охлаждения выделилась земная кора, на которой при последующем сжатии Земли образовались разрывы и складки. Эта гипотеза не объясняет образования разных типов коры и не очень хорошо объясняет образование складчатости.

В настоящее время широко распространены две гипотезы дифференциации. Первая из них предполагает постепенное разрастание океанов и переход континентальной коры в океаническую, вторая, наоборот, разрастание континентов. Согласно обеим гипотезам земная кора выделяется из недр Земли путем выплавления и поднятия вверх наиболее легких и легкоплавких веществ. Сторонники идеи разрастания океанов считают, что первоначальная кора была континентального типа, а океаны начали образовываться путем переработки континентальной коры в кору океанического типа. Этой гипотезе противоречит соображение, что в случае первоначального существования только континентов на Земле не было места для воды океанов.

Согласно гипотезе разрастания континентов первоначально выделилась океаническая кора, а в дальнейшем начали образовываться континенты, которые постепенно расширялись.

Гипотезы, постулирующие неизменное во времени расположение континентов на Земном шаре, встречают ряд возражений. Поэтому была предложена гипотеза дрейфа континентов. Эту гипотезу в связи с ее модификацией, основанной на предположении изменяемости гравитационной постоянной, мы рассмотрим ниже.

Гипотеза расширяющейся Земли

Среди движений земной коры, кроме вертикальных поднятий и опусканий, большую роль играют горизонтальные движения, в том числе перемещения целых континентов — так называемый континентальный дрейф.

Можно предположить, что в давние времена (около 100 миллионов лет тому назад) существовало два пракон-

тинента: на севере Лавразия, включающая современные Азию, Европу, Северную Америку и Гренландию, а на юге Гондвана, в которую входили Африка, Южная Америка, Австралия, Антарктида. А еще раньше и эти континенты, возможно, составляли одно целое. Так, Вегенер представлял себе наличие одного праматерика — «Пангеа», который под воздействием внутренних, а возможно и внешних сил, например, в результате медленного расширения Земли, разделился или на два названных уже пракоинтinentа или сразу на несколько материков.

Идея существования таких мегакоинтinentов, последующего их разделения и расползания была высказана еще Зюссом (1904 г.), но четко и последовательно сформулирована Вегенером в его работе «Возникновение материков и океанов» (1925 г.) уже как гипотеза разделения коинтinentов и их движения. Пожалуй, первым основанием для такой идеи послужило часто наблюдающееся повторение береговых линий. Так, если сблизить некоторые коинтinentы, то они довольно плотно войдут один в другой. Наиболее наглядным примером в этом отношении являются Африка и Южная Америка (рис. 27).



Рис. 27. Сочленение береговых линий Африки и Южной Америки.

На этом основании выполнялись реконструкции древних пракоинтinentов, которые осуществляются сближением современных коинтinentов и совмещением их береговых линий. На гипсометрической схеме (рис. 28) реконструкции Гондваны по П. С. Воронову хорошо видно тесное смыкание коинтinentов вдоль береговых линий. Значительную площадь занимает область поднятий до 1000 м, наибольшая область утолщения коры приходится на центральную часть коинтinentа. Это соответствует существующим представлениям о нарастании мощности коры от периферии к центральным областям.

Распределение изотерм на континентах указывает на общее увеличение температуры недр от периферии к центральным областям. Здесь происходит наибольший разогрев недр, сопровождающийся возникновением конвекционных течений. Эти течения, направленные в центральной

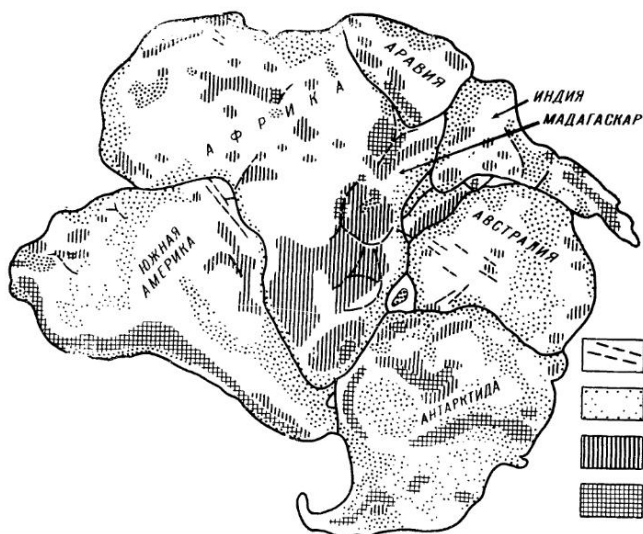


Рис. 28. Схема реконструкции Гондваны по П. С. Ворову:

- 1 — главные разломы; 2 — ареалы низменностей (от 0 до +200 м); 3 — более 1000 м; 4 — более 2000 м.

области континента вертикально вверх, создавали центральное сводовое поднятие, выражающееся на схеме реконструкции Гондваны центральным поднятием рельефа (см. рис. 28). Следующий процесс, который происходил в этом поднятии — образование разломов, расколовших единый материк на ряд областей. В дальнейшем тангенциальные силы, например центробежные, и расширение Земли вызвали континентальный дрейф и расползание материков.

Можно предположить, что главной силой, вызывающей расхождение материков, является расширение Земли. Правда, в случае равномерного расширения материка

должны разойтись от общего центра на одинаковые расстояния. На самом деле этого нет. Континенты Гондваны находятся на большом расстоянии, а Лавразия осталась компактной, от нее отошла только Северная Америка. Не выдерживаются и расстояния между праматериками. Однако неравномерность дрейфа можно объяснить различными связями, разной вязкостью вещества.

Таким образом, если существует механизм, объясняющий расширение Земли, то дрейф континентов будет очевиден. Гипотезу расширения Земли на основе предположенного Дираком векового ослабления притяжения вследствие уменьшения гравитационной постоянной высказал Иордан. Считать величину коэффициента G гравитационного взаимодействия масс в законе всемирного тяготения

$$F = G \frac{mM}{R^2}$$

абсолютно неизменной нет никаких категорических оснований. Если допустить вековую изменяемость G , тогда по мере уменьшения ее будет уменьшаться сила взаимодействия F , и массы, слагающие Землю, должны будут понижать свою плотность и занимать больший объем.

Идею расширения Земли, независимо от космологических предположений, развивали геологи Хильгенберг, Эдьед и Хизен.

При расширении Земли все ее слои, в том числе и поверхностный слой коры, испытывают различные деформации. Внутренние слои Земли, находящиеся под влиянием высоких давлений и температур в пластическом состоянии, при таком медленном расширении не испытывают остаточных напряжений и в них не происходит разрывов. Вещество пластически перетекает.

Во внешней, кристаллической. коре, наоборот, в результате деформаций происходит накопление напряжений, ведущих к разрывам, образующим разломы в земной коре. Зоны наибольших напряжений наиболее активны в тектоническом отношении. К ним приурочены области землетрясений, вулканизма и горообразования. Распределение эпицентров землетрясений совпадает с размещением зон расколов земной коры.

В настоящее время есть много зон разломов, протянувшихся на большие расстояния. Некоторые из них не заполнены осадками, что говорит об их молодом возрасте,

т. е. о том, что процесс образования разломов продолжается и сейчас и уж во всяком случае происходил совсем недавно. Так, Средне-Атлантический океанический разлом имеет возраст порядка 10 миллионов лет. Сейсмически активный пояс, который тянется вдоль Курильской, Японской, Марианской и Филиппинской впадин и далее на юг через Соломоновы острова и впадины Тонго и Кермадек, тоже является зоной разлома земной коры. К таким глобальным разломам относится Большой африканский рифт, т. е. разлом от озера Танганьика через Кению и Абиссинию до Красного моря.

Некоторые количественные расчеты расширения Земли соответственно вековому уменьшению гравитационной постоянной были сделаны Д. Д. Иваненко и М. У. Сагитовым. Они основаны на предположении, что вначале поверхность Земли была равна поверхности материков, т. е. составляла 38% поверхности современной Земли. Отсюда получено значение начального радиуса Земли $R_0 = 3949$ км.

Если возраст Земли принять равным 4 млрд. лет, скорость возрастания радиуса Земли ΔR составит 0,068 сантиметров в год. С другой стороны, зная вековое замедление вращения Земли, соответствующее увеличению продолжительности суток, можно вычислить то же годичное приращение радиуса Земли.

Изменение радиуса Земли приводит к увеличению момента инерции, что, в свою очередь, вызывает замедление вращения.

Среднее возрастание продолжительности суток, по данным исследований американского астронома Брауэра, равно $+0,00135 \pm 0,00038$ сек в столетие за последние 250 лет и, по данным Спенсер-Джонса, $+0,0023$ сек в столетие за последние 2600 лет. Если вековое возрастание суток принять по Брауэру, получим для годового расширения Земли величину $\Delta R = 0,052$ см, а если по Спенсер-Джонсу, то $\Delta R = 0,089$ см. Эти величины очень близки величине расширения, полученной в предположении существования вначале единого континента и равной 0.068 см.

Таким образом, гипотеза векового космологического уменьшения гравитационной постоянной и связанное с этим явление расширения Земли объясняет современное распределение поверхности материков и океанов, если предположить первоначальное существование единой материковой Земли.

Гипотеза изостазии

Земная кора находится в состоянии равновесия. Точнее, она всегда стремится к этому равновесию, постоянно нарушаемому различными процессами развития и жизни Земли: тектоническими преобразованиями, осадконакоплением, изменением ледового режима в областях оледенения. Отдельные области земной коры, в которых произошло такое нарушение, начинают погружаться или, наоборот, подниматься, с тем чтобы восстановить нарушенное равновесие. Вот такое состояние земной коры и называют изостазией.

Земную кору можно представить в виде блоков, погруженных в подкоровое вещество — магму. Чем больше нагружен такой блок сверху, тем глубже он погружается. Иными словами, эти блоки плавают в магме, подчиняясь закону Архимеда.

Так как вещество земной коры менее плотное, чем магма, приподнятый над другими областями блок имеет в основании менее плотное вещество, распространяющееся на большие глубины, чем у других, более низких блоков. Это значит, что под горами, являющимися избыточной массой, возвышающейся над поверхностью Земли, имеется недостаток масс. Горы как бы имеют корни пониженной плотности. Наоборот, во впадинах слой коры тонкий и тяжелые массы подкорового вещества близко подходят к поверхности.

Гипотезу изостазии в таком виде предложил английский астроном Эри еще в конце 18 столетия. Основанием для нее послужили замеченные несоответствия в индийской триангуляции. Вблизи Гималайского хребта, представляющего собой огромную горную страну с большими избыточными внешними массами, можно было ожидать больших уклонений отвеса вследствие притяжения этих масс.

Однако, когда английский геодезист Пратт сопоставил расчетные для этих мест уклонения отвеса с наблюдаемыми, обнаружилось невероятное явление: в пункте, где по расчетам геодезистов уклонение отвеса должно было быть равным 28", оно оказалось равным 5", и так во всех пунктах этой области. Горы притягивали слабее, чем предполагалось. Было предположено единственно возможное: избыток масс на поверхности компенсируется недостатком их внизу. Так появилась гипотеза изостазии.

Явление компенсации особенно четко проявляется в распределении гравитационных аномалий, которые изменяются в зависимости от рельефа значительно меньше, чем должны изменяться соответственно наличию избыточных внешних масс. Казалось бы, над горами должны быть положительные аномалии, а над океаническими впадинами — отрицательные.

Однако гравитационная картина значительно более гладкая. Над океанами, как правило, нет вообще значительных аномальностей. Их значения колеблются в пределах $\pm(40—50)$ мГ. Над горами положительные аномалии тоже гораздо меньше тех, которые могли бы вызывать горы. Только в областях молодой, еще не успевшей скомпенсироваться складчатости гравитационные аномалии могут оказаться резко положительными.

Современное представление о строении земной коры (увеличение ее мощности под континентами, в особенности под горами, и уменьшение во впадинах, особенно в океанических областях) хорошо согласуется с теорией изостазии. Только нельзя представлять себе такое состояние в виде равновесия отдельных независимых блоков. Нет, кора состоит из областей, плавно переходящих одна в другую, так что избыток или дефект масс в одной из них влияет и на соседние области.

Таким образом, по современным представлениям при изменении нагрузки в отдельных областях Земли земная кора прогибается. Перемещения эти постепенно затухают к периферии области.

На основе теории изостазии в результате гравиметрических измерений вводятся специальные поправки, называемые изостатическими. Аномалии, вычисленные с учетом этих поправок, называются также изостатическими. В случае полной изостатической компенсации данной области земной коры именно эти аномалии должны обращаться в нуль.

Возраст и строение континентов

Геологические данные позволяют составить представление о развитии земной коры, последовательности формаций, возрасте различных структурных образований. Установление возраста, очень сложный и трудно решаемый

мый раньше вопрос, в последнее время основывается главным образом на методе радиоактивных превращений.

Для каждого радиоактивного вещества так называемое время полураспада — величина постоянная. Иными словами, точно известно, за какое число лет распадается половина атомов радиоактивного вещества. Подсчитав в образце число атомов нераспавшегося радиоактивного вещества и число атомов продукта распада (а это физики умеют делать при помощи специального прибора, называемого масс-спектрометром) и зная скорость процесса распада, можно вычислить возраст данного образца, считая, что в начальный момент продуктов распада не было, а все радиоактивное вещество, входящее в образец, было в исходном состоянии.

Для определения возраста используют уран-238, распадающийся на свинец и гелий, рубидий, превращающийся в стронций, а также калий, превращающийся в кальций и аргон. Методы называются соответственно урановым, рубидий-стронциевым, калий-аргоновым. Этими методами удалось довольно точно установить возраст различных геологических периодов и эпох (табл. 6). Наиболее вероятный возраст оболочки Земли 4,5 млрд. лет.

По современным геологическим представлениям континентальная земная кора делится на четыре основных типа, отличающихся друг от друга структурой и историей развития.

Первый тип земной коры — платформенный. Он характерен для большей части континентов. Это, как правило, равнина с небольшими высотами, обычно 200—400 метров, иногда до 1 километра. По структуре этот тип коры четко делится на два слоя или, как говорят геологи, два структурных этажа. Нижний слой сложен кристаллическими породами, преобразованными под воздействием высоких температур и давлений, смятыми в складки и прорванными во многих местах огромными массами изверженных пород, в основном гранитов. Эта часть коры древняя. Еще до кембрийского периода в ней происходила бурная тектоническая деятельность, горообразование, прорывы магмы из верхних слоев мантии. К началу кембрия она стабилизировалась и постепенно сравнялась внешними влияниями. Началось осадконакопление.

Верхний слой коры этого типа, так называемый осадочный чехол, формировался в течение всего послекем-

Т а б л и ц а 6

Последовательность развития континентальной земной коры

Эра	Пер од, эпоха	Возраст нижней границы, млн. лет
Кайнозойская	Антропогенный	
	Неогеновый Плиоценовая Миоценовая	10 25
	Палеогеновый Олигоценная	40
	Эоценовая Палеоценовая	70
Мезозойская	Меловой Поздняя	100
	Ранняя	140
	Юрский	185
	Триасовый	225—250
Палеозойская	Пермский	270—300
	Каменноугольный	320—400
	Девонский	400—490
	Силурийский	420—540
	Ордовикский	480—650
	Кембрийский	570—750
Протерозойская	Поздний протерозой, рифей	900—1200
	Средний и ранний протерозой	1800—1900
Архей		2600—2700
Катархей		3400—3500

брийского времени. Он состоит в основном из горизонтально залегающих осадочных пород, т. е. пород, образовавшихся в результате распада кристаллических пород и продуктов растительной и животной жизни. Толщина этого слоя на платформах обычно 2—4 километра.

Платформы — это области устойчивого равновесия земной коры, области успокоившиеся, которым не свойственно проявление активной тектонической деятельности. Однако платформы живут — опускаются и поднимаются.

Области платформ, где нет осадочного слоя и где кристаллический фундамент выходит на поверхность, называются щитами. Таков Фенно-Скандинавский (или Балтийский) щит.

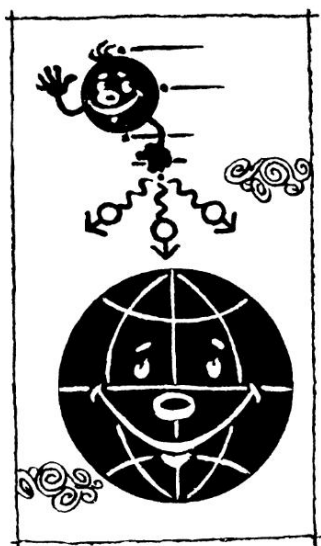
Второй тип земной коры — области каледонской складчатости. Это обычно примыкающие к платформам невысокие горы глыбового характера с фундаментом, образовавшимся в силурийское и раннедевонское время. При этом типе коры горы могут быть разрушены почти полностью и погребены. Вся область может быть типа платформенной, однако с более молодым фундаментом (Саяны, Забайкалье).

Третий тип земной коры — герцинский. Он развит в областях, где образование фундамента закончилось сравнительно недавно, к концу пермского периода. После этого началось постепенное разрушение гор внешними факторами и осадконакопление. Горы герцинской складчатости сглаженные, как правило, не очень высокие (Урал, Алтай, Тянь-Шань).

Наконец, четвертым типом земной коры являются области альпийской молодой складчатости. К нему относятся все наиболее высокие горы, характеризующиеся активной тектонической деятельностью и процессами перестройки. Этот процесс у многих из них не закончился и поныне. Четвертый тип коры состоит только из одного слоя. Здесь нет фундамента, но практически отсутствует горизонтально залегающий чехол, все перемято в складки, изломано, вздыблено. Эти области лежат в зоне активной сейсмичности. Таковы Кавказ, Альпы, Кордильеры и т. п.

Стадия развития земной коры, характеризующаяся активной тектонической деятельностью, вертикальными и горизонтальными подвижками, образованием складчатости, поступлением вещества из подкоровых слоев и его

преобразованием, называется геосинклинальной. Геосинклинальные области образуются над теми частями мантии Земли, где происходят наиболее активные процессы с значительным выделением энергии. Когда тектоническая деятельность прекращается и формируется чехол осадочных пород, наступает платформенная стадия развития земной коры.



ГРАВИТАЦИОННАЯ РАЗВЕДКА

Геофизика — глаза геологии

На первых этапах развития гравиметрии никто и не думал о ее геологическом значении. Собственно геологоразведочное применение гравиметрии началось в конце прошлого — начале нашего столетия, когда Этвеш построил вариометр и впервые применил его для изучения характера геологических структур. Можно считать, что вся история гравитационной разведки насчитывает около 100 лет.

Началом практического применения гравитационной разведки в России можно считать 1918 год, когда В. И. Ленин

подписал декрет об исследовании Курской магнитной аномалии. Продуктивность метода вызвала его бурное развитие. В тридцатые годы уже широко применялась вариометрическая разведка, главным образом в областях развития соляных куполов. Появляются первые гравиметры. В сороковых годах полностью прекращают работу с маятниками, гравиметры начинают вытеснять и вариометры.

В пятидесятые годы создается большое количество различных гравиметров, в том числе и в нашей стране. Гравиметрической съемкой, проводившейся ранее в некоторых ограниченных областях, покрываются огромные территории. Создаются единые опорные сети в отдельных странах, начинают строиться мировые опорные сети. Составляются гравиметрические карты стран и континентов.

Этот период характерен бурным развитием не только гравиметрии, но и всех методов геофизической разведки. Быстро развиваются сейсмические методы, основанные на регистрации скоростей и направлений распространения упругих колебаний в Земле и изменения их в зависимости от характера исследуемых структур. Сейсмические методы позволяют довольно точно вычислять глубины залегания границ раздела тел с разными упругими свойствами. Они становятся точными разведочными методами в отличие от гравиметрического метода, в основном поисково-рекогносцировочного. Гравиметрический метод почти всегда сопровождается магнитными исследованиями, развивается электроразведка — метод, основанный на различии электропроводящих свойств различных горных пород. Несколько позже появляется радиометрический метод, основанный на радиоактивном распаде некоторых элементов.

Одним словом, в геологию входит физика. До сих пор исследования геолога ограничивались изучением пород, вышедших на поверхность, а там, где их не было, о тех или иных структурах и их распространении приходилось делать заключения, пользуясь методом интерполяции или даже экстраполяции в близлежащей области. В «закрытых» районах, т. е. в таких, где нет выходов, приходилось осуществлять бурение. Теперь, с применением геофизики геология обретает глаза, видящие под землей.

Современная геология, особенно такие разделы ее, как поиски и разведка полезных ископаемых, структурно-тектоническое районирование, подсчет запасов, геологическое

картирование немислимы без применения геофизических методов. Возможности геофизических методов расширяются, повышается их точность, появляются новые критерии, увеличивается разрешающая способность. От качественных методов, при которых по общей гравиметрической картине делали выводы о наличии тех или иных структур и их поведении (погружении или поднятии, разломах, сбросах и других особенностях) перешли к методам количественным, методам расчета основных характеристик исследуемых структур или тел (глубины залегания, формы, общей массы, расположения центра тяжести).

Можно сказать, что геология сейчас пересматривает свои средства познания и широко принимает на вооружение самые различные методы физики. Даже такие разделы геологии, как палеонтология или петрография, применяют радиоактивный способ установления возраста или физические методы изучения свойств минералов. Классическая геология, основанная на визуальном изучении распространения пород и установлении законов этого распространения, неизбежно перерастет в геологию новую, всемерно использующую физико-математические методы изучения.

Плотностные неоднородности — причина гравитационных аномалий

Гравитационные аномалии вызываются как видимыми, выступающими на поверхность массами, например горами, так и различием масс внутри Земли. Влияние внешних видимых масс легко рассчитать и исключить из полученных аномалий — это так называемая поправка за рельеф. Если из аномалий силы тяжести влияние видимых масс исключено, то тогда они отображают только распределение масс внутри Земли. При этом эффект влияния различных масс проявляется суммарно, как совокупность влияния всех отклонений масс от однородного распределения.

Если внутреннее строение земной коры представить слоистым, то изменение плотностей может происходить как за счет поднятия или опускания некоторого слоя, так и за счет изменения плотностей внутри самого слоя. Поэтому аномалии силы тяжести отображают как структур-

ные формы, так и петрографический состав пород различных слоев земной коры. Чем больше изменения плотностей, тем отчетливее будут проявляться гравитационные аномалии и тем легче применить гравитационный метод для изучения внутреннего строения Земли, в частности для разведки полезных ископаемых.

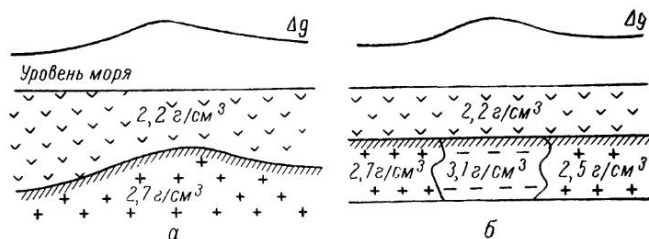


Рис. 29. Изменение аномалий силы тяжести в зависимости от геологического строения верхних слоев Земли.

Так как гравитационная разведка основана на разности плотностей горных пород, гравиметрические работы должны сопровождаться изучением этого свойства. Плотность пород увеличивается от поверхностных слоев внутрь. Средняя плотность Земли составляет $5,5 \text{ г/см}^3$, средняя плотность земной коры приблизительно $2,7 \text{ г/см}^3$, плотность ядра имеет порядок 10 г/см^3 .

Дифференциация плотностей в коре идет как по вертикали, т. е. с глубиной, так и по горизонтали.

Увеличение плотности с глубиной носит в основном систематический характер: она постепенно увеличивается от $1,9\text{--}2,3 \text{ г/см}^3$ на поверхности до $2,7\text{--}2,8 \text{ г/см}^3$ на уровне нижней границы коры и достигает $3,0\text{--}3,3 \text{ г/см}^3$ в области верхней мантии. Такое концентрическое изменение плотностей не вызывает аномалий силы тяжести. Но вот если слой большей плотности залегает близко к поверхности Земли в какой-то узкой области, например, имеет место поднятие более плотных кристаллических пород, то здесь будет наблюдаться увеличение силы тяжести (рис. 29, а), т. е. появятся аномалии. То же самое произойдет, если по простиранью слоя состав пород, а следовательно, и их плотность будут неодинаковы (рис. 29, б). Это тоже вызовет увеличение аномалий.

Выявление подобных нарушений плотностной однородности по слою относится к структурной разведке, т. е. к поискам геологических структур того или иного характера.

Для интерпретации аномального поля важно знать плотность всех пород. Осадочные породы, такие, например, как глины, пески, песчаники, мел, имеют плотность $2,1\text{--}2,3 \text{ г/см}^3$. Плотности кристаллических пород изменяются от $2,6 \text{ г/см}^3$ (граниты, серпантиниты) до $3,0 \text{ г/см}^3$ (базальты) и даже $3,2 \text{ г/см}^3$ (ультраосновные породы — перидотиты и др.). Плотности полезных ископаемых обычно сильно отличаются от плотностей вмещающих их пород. Так, железные руды часто имеют плотность 4 г/см^3 , а медные руды даже $4\text{--}5 \text{ г/см}^3$, плотность нефти $0,7\text{--}1,0 \text{ г/см}^3$, каменных углей $1,3\text{--}1,5 \text{ г/см}^3$, торфа — $0,7 \text{ г/см}^3$ и т. д.

Тектоническое районирование по гравиметрическим данным

Развитие земной коры — это сложный процесс. Для его познания необходимо изучать закономерности изменения не только строения верхних частей земной коры, но по возможности и ее более глубоких слоев и подкоровых областей, так как глубинные процессы являются причиной тектонических движений и магматической деятельности. В настоящее время данные сейсмологии и гравиметрии служат основными источниками сведений о глубинной структуре земной коры.

Глубинное строение земной коры наиболее неоднородно в тектонически активных областях — областях молодых горных сооружений и на испытывающих перестройку участках платформ. Здесь эффект плотностной неоднородности глубинных слоев земной коры является основным фактором, определяющим характер распределения аномального гравитационного поля.

По современным представлениям земная кора имеет глыбовое строение. Ее отдельные блоки, разделенные глубинными разломами, различаются по своему строению и истории развития. Крупные нарушения, рассекающие земную кору, зарождаются на большой глубине, поэтому основные глубинные разломы представляют собой довольно

широкие зоны дробления земной коры, внутри которых возникают многочисленные разрывы. Отдельные полосы дробления земной коры, разграничивающие тектонически неоднородные блоки, тянутся на сотни и тысячи километров, а их ширина измеряется десятками километров. Степень глубинности разломов, пронизывающих земную кору, различна. Некоторые захватывают лишь верхние слои земной коры, а другие не только пронизывают ее, но и проникают на большую глубину — в верхнюю мантию Земли.

Блоки земной коры, разделенные глубинными разломами и имеющие различное строение, одновременно различаются также и по мобильности. Именно различие в мобильности определяет специфичность геологической истории каждого из блоков. Амплитуда перемещений блоков земной коры по глубинным разломам может быть самой разнообразной: от незначительных смещений до перемещений, измеряемых километрами. Скорость перемещений отдельных блоков также изменяется в очень широких пределах. Основные вертикальные перемещения крупных блоков земной коры в ее более подвижных верхних частях (особенно это относится к осадочному слою) трансформируются в движения разных направлений — от вертикальных до диагональных и горизонтальных. Это приводит к образованию надвигов, складчатости, крупных и мелких структурных форм, создающих условия для образования месторождений полезных ископаемых. В связи с этим выявление зон разломов и их изучение представляет большой практический интерес.

Изучение разломов интересно и с точки зрения прогнозов землетрясений. В настоящее время признано, что непосредственной физической причиной землетрясений является возникновение новых и обновление старых тектонических разрывов. При прогнозе землетрясений прежде всего следует выявлять участки земной поверхности, под которыми происходит наиболее интенсивное развитие тектонических разрывов, которые либо выходят на поверхность, либо скрываются на глубине и не рассекают верхнюю часть земной коры.

В геологически открытых складчатых областях, т. е. когда древние породы выходят на поверхность, зоны разломов выделяются довольно легко, они трассируются на геологических картах. В закрытых районах их можно вы-

делить только по геофизическим данным и по данным глубокого бурения. Во многих случаях разломы четко отображаются в гравитационном и магнитном полях. Отдельные блоки земной коры, различающиеся по своему внутреннему строению и геологическому развитию, имеют различные гравиметрические характеристики. При этом меняются общий уровень гравитационного поля, простирающие аномалии и их тип (например, мозаичные аномалии сменяются линейными). Границам отдельных блоков обычно соответствуют зоны больших градиентов или узкие полосовые максимумы аномалий силы тяжести различной интенсивности.

Процессы, развивающиеся в более глубоких частях земной коры и подкоровых областях, являются источниками тектонических движений и магматической активности. Так, сжатие подкорового вещества ведет к опусканию участков земной коры и накоплению осадков, а его расширение — к поднятию коры, перерыву в осадконакоплении и размыву.

Аномалии гравитационного поля являются суммарным отображением ряда особенностей строения земной коры, но в различных районах в зависимости от их геологического строения влияние некоторых особенностей может быть преобладающим. Так, например, строение осадочной толщи при наличии достаточной плотностной дифференциации лучше всего проявляется в аномалиях тех областей, где породы кристаллического фундамента залегают на больших глубинах.

Строение осадочной толщи изучается гравиметрическим методом и в районах платформы с неглубоким залеганием фундамента, но в этом случае гравитационный эффект осадочных структур выделить значительно труднее, ибо его затушевывают влияния особенностей строения фундамента. При этом соотношения между теми и другими аномалиями могут быть самые различные.

Глубинные сейсмические зондирования и геолого-геофизические работы, проведенные на кристаллических щитах, показали, что там на участках с большой мощностью «гранитного» слоя наблюдаются отрицательные аномалии силы тяжести, а выходам гранитных пород на поверхность соответствуют минимумы силы тяжести. По мнению многих исследователей, зоны повышенной гранитизации более мобильны.

На платформах и в геосинклинальных областях выделяются отдельные блоки земной коры с присущей им специфической характеристикой аномального поля. Обычно эти блоки разделяются зонами больших градиентов и полосовых максимумов силы тяжести. В пределах платформ и геосинклиналей по характеру аномалий выделяются более мелкие структуры, впадины, валы, краевые прогибы. Так, на аномальном гравитационном поле Русской платформы четко вырисовывается Тимано-Печорская область с кряжами и разломами, причем хорошо прослеживается ее сочленение с Уралом. Уральская зона аномалий силы тяжести разделяет платформы с докембрийским и палеозойским фундаментом. По всему западному склону Урала выделяется Предуральский прогиб. С исключительной четкостью очерчиваются Прикаспийская впадина с ее соляными куполами, Кубано-Черноморская впадина — как на суше, так и под водами Азовского моря, и др.

Ежегодно региональные и детальные гравиметровые съемки проводятся на больших территориях. Региональная гравиметрическая разведка является одним из рекогносцировочных методов, по результатам которого проводится геотектоническое районирование и выделение зон перспективных на различные полезные ископаемые. Детальные гравиметрические съемки применяются для поисков локальных структур, прослеживания отдельных тектонических нарушений, поисков нефтеносных структур, в некоторых случаях даже непосредственно самих залежей нефти и газа, для изучения угленосных бассейнов, поисков и разведки рудных месторождений.

Поиски и разведка нефтегазоносных структур

Наиболее широко применяется гравиметрическая съемка при поисках и разведке нефтегазоносных структур, которые были основными объектами разведки в более раннем периоде развития гравиметрического метода.

Это объясняется тем, что многие структуры, к которым приурочены нефтяные месторождения, имеют большое протяжение и характеризуются значительными разностями плотностей пород. Этим структурам соответствуют аномалии силы тяжести, достигающие порой десят-

ков миллигал, поэтому даже при гравиметрических съемках сравнительно низкой точности они выделяются уверенно.

Некоторые нефтегазоносные структуры выражены незначительными аномалиями. Тогда их выявление оказывается более сложным. К структурам первого типа относятся соляные купола. Это интрузии (внедрения) каменной соли, прорвавшей слои вышележающих пород и частично поднявшей их. На крыльях соляных куполов часто имеются залежи нефти и газа.

Такие купола, находящиеся порой на незначительной глубине (иногда даже с выходом на дневную поверхность), имеют по протяженности сотни метров, а в поперечнике до десятков километров. Плотность каменной соли ($2,0 \text{ г/см}^3$) обычно меньше плотности вмещающих пород ($2,2\text{—}2,4 \text{ г/см}^3$), поэтому соляному куполу отвечает гравитационный минимум от нескольких миллигал до нескольких десятков миллигал (рис. 30). Такие гравитационные минимумы встречаются у нас в Прикаспийской низменности. Мощность осадочной толщи здесь достигает $10\text{—}15 \text{ км}$, и на гравиметрической карте четко проявляются соляные купола, которым соответствуют локальные минимумы силы тяжести. В Прикаспийской впадине их множество, поэтому ее гравитационное поле очень специфично. На карте оно выглядит как тонкое, очень витиеватое кружево.

Другим типом структур являются антиклинальные складки, часто сопровождающиеся нефтегазоносными залежами и сравнительно легко обнаруживаемые гравиметрическими методами. Эти структуры представляют собой сводовые поднятия пластов порой с довольно крутым, а часто с очень пологим падением крыльев.

К сводовой части такой структуры часто приурочиваются залежи нефти и газа. В осложненных антиклинальных складках залежи могут оказаться и на крыльях. Для антиклинальных складок типичны максимумы силы тяжести. Это и понятно, ибо такая структура представляет собой поднятие, а значит более плотные породы на ней находятся близко к поверхности. Однако в природе не всегда встречаются такие классические случаи. Иногда антиклинальные складки сопровождаются минимумами силы тяжести. Это может быть обусловлено уточнением и порой выклиниванием в сводовой части слоев более плот-

ных пород, а также увеличением раздробленности и трещиноватости. К таким структурам относятся антиклинальные складки Апшеронского полуострова, Западного Предкавказья и Прикарпатского прогиба.

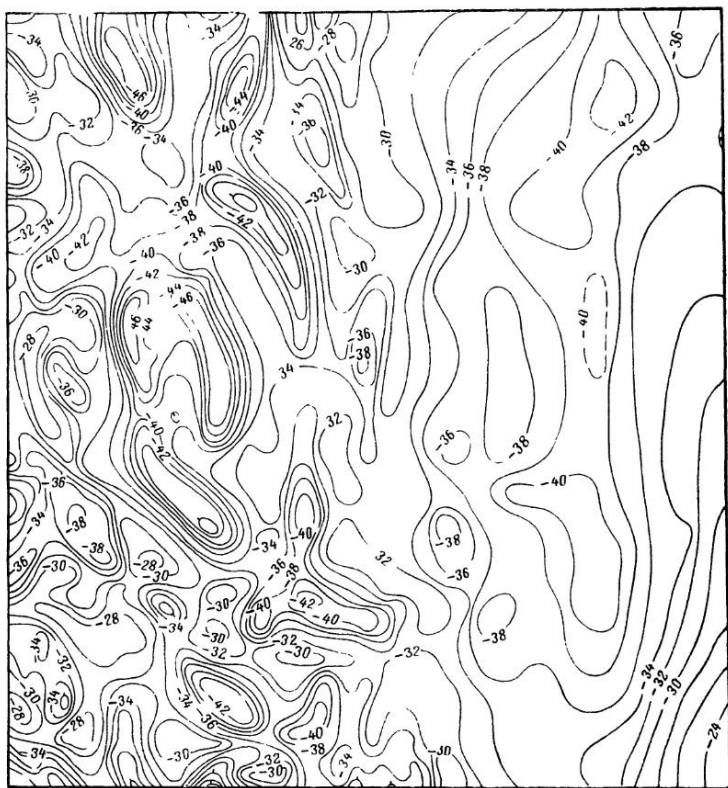


Рис. 30. Карта района соляных куполов.

Другой причиной наличия минимума силы тяжести над антиклинальным поднятием может служить перевернутая последовательность распределения плотностей, т. е. когда более плотные породы залегают на пластах меньшей плотности. Это наблюдается в предгорной зоне Ферганской депрессии, в Калифорнии и некоторых других местах.

Поскольку антиклинальные поднятия могут сопровождаться и максимумами и минимумами силы тяжести, по-

иски их осложняются. Тем не менее дополнение гравиметрических данных материалами геологической изученности района, а порой данными других методов разведки позволяет выявлять такие структуры.

Значительная часть нефтяных и газовых месторождений обнаруживается в платформенных областях, где они приурочены к куполовидным пологим поднятиям. Такие поднятия имеют малую амплитуду (около 10 метров) и малые углы наклона крыльев (порядка нескольких градусов), поэтому над ними в классическом случае должен иметь место очень слабый максимум силы тяжести — порядка 0,5—1,0 мгл. Выявление таких слабых максимумов на фоне других, порой более интенсивных осложнений, дело очень трудное, требуется высокая точность съемочных работ и тщательная обработка полученных данных.

Поиски и разведка месторождений рудных и других полезных ископаемых

В случае рудных месторождений очень часто производится поиски и разведка непосредственного рудного тела. Тогда гравиметрия является прямым поисковым методом.

При разведке рудных месторождений и рудных тел часто имеют место неглубокое залегание искомого объекта, большая плотность его, значительно превосходящая плотность вмещающих пород, малая протяженность залежи, близкая к правильной форма залежи. Подобные объекты вызывают, как правило, сравнительно небольшие (несколько миллигал или даже долей миллигала) локальные аномалии с большими градиентами, имеющие максимумы над самим объектом. При поисках, а затем и при изучении их проводятся крупномасштабные детальные гравиметрические съемки с высокой точностью измерений. Очень часто в этих случаях применяется метод измерения градиентов, так что используются вариометры или градиентометры. В комплексе с рудной гравиметрической разведкой часто применяется магниторазведка.

Гравиметрическим методом проводятся успешные поиски и разведка железных руд, хромитов, медных, никелевых и полиметаллических месторождений. Характерным примером объекта, на котором гравиметрический метод

достиг большого успеха, являются железорудные месторождения типа Курской магнитной аномалии или Кривого Рога, где полосы положительных гравитационных аномалий соответствуют тяжелым железистым кварцитам. Гравиметрическая съемка позволяет провести общее изучение структуры железорудного бассейна. Здесь вмещающие толщи кристаллических докембрийских сланцев имеют высокую плотность. Они вызывают интенсивные положительные аномалии. Положительные гравитационные аномалии сопровождаются положительными магнитными аномалиями в местах выхода отдельных железорудных пластов на поверхность фундамента.

После оконтуривания площадей развития железистых кварцитов можно выделить железорудные залежи, сопровождающиеся максимумами силы тяжести. При этом возможна количественная интерпретация — расчет глубин и масс искоемых богатых железистых руд.

Хромитовые месторождения приурочены к массивам ультраосновных пород (серпентинизированных перидотитов и дунитов). Эти массивы, имея, как правило, повышенную плотность, проявляются положительными гравитационными аномалиями, часто значительной интенсивности. Ультраосновные породы всегда сопровождаются также интенсивными магнитными аномалиями. Таким образом, весьма полезен при поисках хромитов гравитационно-магнитный комплекс разведки. Детальное гравиметрическое обследование площадей распространения массивов ультраосновных пород позволяет выделить непосредственно хромитовые рудные тела, залегающие отдельными линзами. Ввиду малых размеров рудных тел, неглубокого их залегания (единицы и десятки метров) и больших плотностей наиболее удобна вариометрическая съемка с шагом через 20—25 м, с детализацией в отдельных местах через 2—5 м.

На месторождениях колчеданных руд обычно используется комплекс, состоящий из магнитных, электрических и гравиметрических методов разведки. Первые два метода применяются для предварительного выделения аномальных зон, а гравиметрическая детальная разведка — для выделения из них рудных аномалий и даже для определения параметров рудного тела. Гравиметрический метод успешно используется также для разведки некоторых нерудных ископаемых: апатитов, корундов, серы, соли, углей.

Мы уже говорили об особенностях разведки соляных куполов в связи с поисками нефтегазоносных структур. Однако часто соляные месторождения являются самоцелью поиска. Нередки случаи обнаружения каменной соли в пластовом залегании. Пластовые залежи вызывают пологие протяженные минимумы силы тяжести. Гравиметрическими методами удастся обнаружить такие залежи, и, если в каком-либо месте известна (по данным сейсморазведки или бурения) глубина их залегания, рассчитать ее по всей протяженности пласта.

Широкое применение получила гравиметрическая разведка при исследовании месторождений каменных углей. Каменные угли имеют, как правило, протяженное пластовое залегание. Плотность угля меньше плотности вмещающих пород, поэтому в некоторых случаях удастся выделить аномалии, характеризующиеся минимумами силы тяжести, соответствующими непосредственно продуктивным пластам. Однако при разведке угленосных бассейнов чаще всего решаются структурные вопросы, например в Донецком угольном бассейне — выяснение области распространения палеозойской геосинклинали, отражающейся в гравитационном поле зоной регионального максимума силы тяжести. Этот максимум, возрастающий в центральной части бассейна, вызывается увеличением здесь мощности палеозойских пород. Оконтуривание такой области — одна из важных задач гравиразведки угленосного бассейна. По гравиметрическим данным удастся часто рассчитать глубины залегания угленосных пород.

Хорошие результаты дает гравиметрический метод при определении мощностей льда больших ледников. Здесь условия особенно благоприятны, поскольку лед, имеющий плотность $0,8\text{--}0,9\text{ г/см}^3$, залегает, как правило, на массивных породах плотностью $2,6\text{--}3,0\text{ г/см}^3$, так что эффективная плотность составляет $1,7\text{--}2,2\text{ г/см}^3$. Такие работы с большим успехом проводились при исследовании ледников Гренландии и Антарктиды.

При качественной интерпретации гравитационных аномалий обязательно сопоставление гравиметрической карты с геологической и другими, например магнитной. Сопоставление с последней позволяет классифицировать по природе аномалии силы тяжести и сделать их геологическую интерпретацию более достоверной.

Сопоставление гравиметрических карт со структурной

картой, построенной по сейсмическим материалам, помогает уточнить и сделать однозначным заключение о глубине залегания горизонта, являющегося опорным для гравиметрической разведки.

Большую роль при интерпретации результатов гравиметрической разведки играет метод аналогий. Он применяется в случае, когда проводится геофизическое исследование района, имеющего геологическое строение, аналогичное строению района, изученного гравиметрическим методом ранее. Тогда предполагают, что подобной картине гравитационного поля соответствуют подобные же геологические структуры. В этом случае, произведя гравиметрическую съемку района, по наблюдаемым аномалиям воссоздают геологическую картину строения изученной области по аналогии между гравитационными полями изучаемой области и области, являющейся аналогом. Так, например, в областях солянокупольной тектоники, где исследованные штоки соли сопровождаются минимумами силы тяжести, обнаружение нового гравитационного минимума с большой степенью вероятности можно отождествлять с обнаружением нового соляного купола.

Метод аналогии положен в основу истолкования рекогносцировочных съемок, которые используются при предварительных суждениях о перспективности исследования данного района. Он широко применяется, если надо объяснить природу аномалий больших, еще не изученных областей, например при выделении краевых прогибов.

Гравитационная разведка на море

Повышение технического уровня общества вызывает крутой рост потребления энергии.

Одним из важнейших источников энергии является нефть. Несмотря на большие перспективы ядерной энергии, нефть еще долгое время не потеряет своего значения. Увеличение добычи нефти на земном шаре происходит удивительно быстро. Так же быстро нарастают разведанные запасы ее. Однако возрастающее потребление нефти грозит обогнать рост выявленных запасов и через несколько десятков лет может наступить энергетический голод. Вот поэтому необходимо расширять области разведки, а в дальнейшем и добычи нефти.

Как известно, две трети земной поверхности покрыты водой. Нефтяные ресурсы этих частей Земли совершенно не разведаны.

Возникновение проблемы Океана связано не только с нефтью. По подсчетам демографов к 2100—2300 гг. население земного шара увеличится до 10 человек на один гектар суши, т. е. достигнет 70 миллиардов человек. При этом резко возрастет количество потребляемой энергии на душу населения и, конечно, необходимо будет соответствующее увеличение продовольствия. Все это неизбежно заставит человека интенсивно использовать возможности океана. Океан уже сейчас кормит людей. В дальнейшем в нем необходимо будет черпать энергию, сырьевые ресурсы и даже площадь для жизни.

Изучение океана рассматривается сейчас как одна из важнейших проблем.

Опреснение морской воды даст неисчерпаемые запасы ее для потребления человеком. Океан является источником практически неисчерпаемых продовольственных ресурсов, в морской воде находится огромное количество различных солей, могущих обеспечить многие потребности человечества, конечно, при умении извлекать их из воды. Наконец, на дне океана можно найти много необходимых человеку полезных ископаемых и в первую очередь в шельфовых морях и в районах океанических горных массивов и хребтов. Пока океан не превратился в арену интенсивных поисковых работ, но внутренние и окраинные моря, их шельфовые мелководные зоны в первую очередь, уже практически изучаются и даже эксплуатируются. Так, добыча нефти ведется в Каспийском море, в Калифорнийском заливе и т. п. Общее количество нефти, добываемой в шельфовых областях, составляет сейчас 16%. Неудивительно поэтому повышение интереса гравиметристов всего мира к морской гравиметрии.

В море, как и на суше, гравиметрия идет впереди других видов разведки: обширные прибрежные области морей покрываются сетью гравиметрических пунктов, проводится тектоническое районирование, выделяются перспективные зоны для последующей детальной разведки.

Для изучения гравитационного поля глубоких областей океанов применяются набортные маятниковые приборы и гравиметры. Сейчас уже широко ведется региональное исследование океана: создается мировая сеть

опорных гравиметрических пунктов, осуществляются гравиметрические наблюдения вдоль отдельных маршрутов следования судов. Но все чаще и чаще производятся сплошные площадные морские гравиметрические съемки отдельных областей океана. На повестке дня планомерное гравитационное изучение океанов.

Основные пути развития гравиметрии в ближайшем будущем

Можно довольно четко сформулировать основные направления развития гравиметрии в ближайшем будущем. Это повышение точности измерений, развитие методов выделения из общей гравитационной картины составляющей, вызванной исследуемыми массами, отработка метода морской гравиметрии, завершение мировой гравиметрической съемки и выполнение глобального тектонического районирования, решение вопроса вековых вариаций силы тяжести. Это все касается связи гравиметрии с геологическим строением Земли. В отношении фигуры Земли наиболее интересные результаты будут получены по завершении сплошной гравиметрической съемки, когда можно будет вычислить точные значения основных параметров фигуры Земли, определить наилучший общеземной эллипсоид относимости и, используя гравитационную картину наряду с данными, полученными при помощи искусственных спутников Земли, установить наиболее точные основы для всех последующих геодезических работ.

Наряду с развитием земной гравиметрии начнется применение ее на Луне, а позже и на других планетах солнечной системы.

Точность гравиметрических измерений за последние 30 лет повысилась на порядок. Сейчас измеряют разности силы тяжести с точностью до $0,1-0,01$ *мг/л*, т. е. до $10^{-7}-10^{-8}$ самой величины силы тяжести. Это повышение точности существенным образом сказалось на всех работах по гравиразведке: увеличились объемы работ, резко повысилась ее продуктивность, стало возможно производить расчеты основных характеристик аномальных масс. Возникло по существу новое направление — изучение приливных явлений и, как следствие, появился ключ к познанию внутреннего строения Земли.

Темпы развития техники сейчас таковы, что в течение следующих 8—10 лет произойдет повышение точности гравиметрических измерений еще на 1—2 порядка. Это значит, что в обычных полевых условиях можно будет измерять разности силы тяжести с точностью до 0,01—0,001 мгл, или до 10^{-8} — 10^{-9} , т. е. до нескольких микрогалл. От умения чувствовать изменение силы тяжести на миллионные доли мы перейдем к измерению миллиардных долей величины g . При этом стационарные, лабораторные приборы позволят воспроизводить ее изменения порядка 10^{-10} — 10^{-11} от самой величины. Следовательно, гравиметрические приборы позволят измерять очень малые эффекты. Чувствительность 10^{-11} означает, что прибор сможет почувствовать и измерить действие массы в 1 г на расстоянии 1 м или массы в 1 т на расстоянии 1 км. Это очень сильно расширяет возможности гравитационной разведки. При такой чувствительности можно будет вести разведку масс, мало отличающихся по плотности от вмещающих пород, и тел небольших размеров.

Окажется возможным также измерить вековые изменения силы тяжести, связанные с перемещением подкоровых масс и вековым опусканием или воздыманием отдельных регионов. Опускание на 1 см в год можно будет ощутить повторным наблюдением силы тяжести через год после первого. Тогда простыми методами можно будет измерять современные вертикальные движения и подкоровые перераспределения масс, а это, в свою очередь, прольет свет на процессы, происходящие в Земле, решит вопрос прогноза землетрясений.

Однако повышение точности измерения силы тяжести вызовет и уже вызывает трудности, не возникавшие до этого. Прежде всего во весь рост становится вопрос редукиций наблюдений. Если до сих пор геологи применяли редукицию Буге, мало заботясь о выборе плотностей, то с повышением чувствительности становится необходимым пользоваться вместо осредненных реальными значениями плотностей промежуточного слоя, так как ошибки за счет отклонения принятого среднего значения плотности от истинного будут намного превосходить чувствительность метода и искажать результат. Так уже случилось, и сейчас этот вопрос стоит достаточно остро.

Очень важным становится вопрос учета влияния рельефа местности. Если до сих пор при съемке на слабовсхолм-

ленной равнине поправки за рельеф не вводятся, то повышение точности аппаратуры потребует учитывать влияние рельефа даже на местности, которая кажется на первый взгляд вполне ровной. Особенно большие трудности возникают при исследованиях в горных районах. С повышением точности они усилятся. Вопрос интерпретации гравиметрической съемки в горах является проблемой ближайшего будущего, проблемой, решенной сейчас далеко не удовлетворительно. По-видимому, будет разработана какая-то принципиально новая методика гравиразведочных работ в горных областях, которая позволит обойти возникающие трудности.

К проблеме редуцирования и учета влияния рельефа тесно примыкает проблема разделения полей и выделения из общего фона гравитационных влияний эффекта, вызываемого исследуемой массой. Как сейчас принято говорить, — выделение полезного сигнала на фоне шумов. Эта проблема возникла, точнее, была осознана примерно два десятилетия назад. Она состоит в следующем: наблюдаемая нами картина гравитационных аномалий вызвана всей совокупностью аномальных масс, всеми границами раздела плотностей. Если мы хотим выделить влияние какой-то интересующей нас структуры, аномалию, вызванную только ею, то должны каким-то образом исключить влияние других факторов. В силу того, что притяжение обратно пропорционально квадрату расстояния, далеко расположенные массы проявляются на поверхности слабо. Только большие массы дадут заметные, разлитые аномалии. Близкие массы, даже небольшие, наоборот, проявляются более сильными аномалиями, но распространенными на малые области. Поэтому если из общей гравитационной картины исключить протяженные аномалии, мы с большой степенью вероятности получим влияние близких масс, отображенных в так называемом поле локальных аномалий.

Простейшим методом выделения локального поля является осреднение аномалий и вычитание осредненных значений из наблюдаемых. Осредненное поле является полем сглаженным и представляет собой влияние далеких больших масс. Остаточное локальное поле после проделанной операции отображает влияние близлежащих аномальных масс, т. е. влияние близких структур. Решение задачи можно усложнить, разделив общее аномальное поле на

ряд гармоник разного периода, применив, например, метод Фурье. Этот метод основан на том, что аномалии представляются в виде периодических функций и из общего спектра аномалий малого и большого периода, т. е. локальных и охватывающих большие области, группируются и выделяются аномалии определенной протяженности. Развитие такого метода частотного анализа связано с применением электронных вычислительных машин. Метод очень перспективен и, по-видимому, в нем лежит основной путь решения вопроса разделения гравитационных полей и интерпретационных задач гравитационной разведки.

Развитие методов интерпретации, в частности расчета параметров залегания разведываемых структур на базе машинной вычислительной техники, — это третье направление в развитии разведочной гравиметрии ближайшего будущего.

В частности, одним из результативных способов интерпретации вновь становится способ подбора. Он основан на том, что для некоторой произвольной модели геологической структуры строится кривая аномалий силы тяжести. Эта теоретическая кривая сравнивается с наблюдаемой. Соответственно степени расхождения кривых подправляется структура, и такой процесс повторяется до полного совпадения кривых Δg . Тогда считается, что построена правильная, реально существующая и возбуждающая данное поле структура.

Такая методика, применявшаяся еще задолго до появления машинных методов обработки наблюдений, только теперь получила широкую перспективу развития.

Четвертым генеральным направлением гравиметрии ближайшего будущего является развитие гравиметрической съемки морей и океанов и отработка гравиметрической разведки на океанах. Очень перспективны в ближайшем будущем гравиметрические измерения с надводных кораблей. Если снабдить автоматическими гравиметрами бесчисленные корабли, бороздящие океаны, то в течение сравнительно короткого времени можно покрыть достаточно густой гравиметрической съемкой все океаны и тем самым сделать сплошной мировую гравиметрическую сеть. Это, бесспорно, поможет уточнить фигуру Земли и связь гравиметрической картины с морфологией и внутренним строением Земли.

Как бы то ни было, но прогресс морских измерений силы тяжести налицо. В ближайшие 10 лет точность их будет повышена на порядок, и наступит срок выполнения достаточно точной сплошной морской гравиметрической съемки, т. е. начнет решаться проблема глобального изучения гравитационного поля Земли.

Наряду с постановкой задач сплошного гравиметрического изучения океанов, конечно, должен решаться вопрос сплошного изучения континентов — огромных просторов Африки, Южной Америки, значительной части Азии, не говоря уже об Антарктиде.

Большие перспективы открываются перед подземными измерениями силы тяжести. Это, во-первых, наблюдения в шахтах и горных выработках с целью поисков и разведки конкретных залежей и ориентирования направления дальнейших работ и, во-вторых, гравиметрический каротаж, т. е. изучение гравитационной картины по скважине при помощи опускаемых в нее специальных гравиметров. На обоих этих направлениях достигнут известный прогресс, но большие практические достижения еще впереди.

Сейчас делаются попытки измерить гравитационное поле Земли при помощи гравиметров, установленных на самолетах. Пока это еще первые опыты и о практических результатах говорить рано. Возмущающие ускорения на самолете имеют значительно более сложный характер, чем на кораблях. Здесь преобладают длиннопериодные колебания с неправильным изменением как длины волны, так и амплитуды, поэтому одним из методов решения задачи гравитационных измерений на самолетах является измерение не самого ускорения силы тяжести, а ее вертикальной производной.

О прямых методах гравитационной разведки

Повышение точности гравиметрических измерений поставило на повестку дня задачу прямых поисков и разведки. Под этим подразумевается вид гравитационной разведки, перед которой стоит цель обнаружить гравитационный эффект непосредственно искомого тела.

Сейчас применяется в основном косвенная методика. Обычно обнаруживается гравитационный эффект тех или

иных геологических структур, к которым приурочены определенные полезные ископаемые. В отличие от этого прямой метод направлен на поиск самого месторождения. Очевидно, что непосредственный гравитационный эффект такого тела меньше структурного эффекта, поэтому прямой поиск возможен уже на более высокой стадии развития гравитационной разведки. Прямые методы применяются, например, при разведке рудных тел. При сколь угодно значительных размерах рудного тела гравитационный эффект от него, т. е. аномалии, вызываемые непосредственно этим телом, достигают нескольких миллигал (в благоприятных условиях — десяти миллигал, в неблагоприятных — десятых долей миллигала).

Точность современной аппаратуры позволяет обнаружить вызвавшие аномалию массы в случае благоприятных условий, т. е. когда рельеф местности и окружающие структуры достаточно просты и не затемняют гравитационную картину. Сейчас уже можно говорить о достаточной чувствительности гравиметров для непосредственного обнаружения залежей нефти. Однако в этом случае очень сложно выделить влияние залежи из других гравитационных эффектов, обусловленных сопровождающими залежь структурами. Поэтому решающую роль должны сыграть развитие метода разделения полей и изучение плотностей горных пород, слагающих окружающий рельеф, а может быть и структуры и переход от дискретных наблюдений к непрерывной записи аномалий по профилям. Последнее значительно повышает разрешающую способность метода.

Если точки расположены не непрерывно, а отстоят друг от друга, например на 100 м, то в интервалах между ними даже нормальное поле может изменяться на десятые доли миллигала. Локальные аномалии, возбуждаемые мелкими, близко расположенными телами, могут оказаться такого же порядка и к тому же нелинейными. Значит, даже при такой частой съемке эти локальные аномалии можно пропустить, так как они целиком укладываются между точками, в которых произведены наблюдения. Точность съемки оказывается как будто ниже точности измерения. Как бы хорошо мы не измерили значение аномалий в точках, например с точностью 0,01 мГГ, если при этом в интервале между ними возможно нелинейное изменение силы тяжести, превосходящее эту вели-

чину, например в 0,1 мЛ, то это аппаратурную точность снижает до 0,1 мЛ. Следовательно, точность съемки определяется не только чувствительностью аппаратуры, но и густотой расположения пунктов. Чувствительностью аппаратуры точность съемки будет полностью определяться только при непрерывной записи.

Таким образом, перспектива прямых гравиметрических поисков и разведки определяется повышением чувствительности аппаратуры и переходом на непрерывную запись по профилю движения прибора, совершенствованием метода разделения полей при условии применения электронно-числительных машин и дальнейшим изучением плотностных характеристик горных пород.

Некоторые далекие перспективы

Развитие науки и тем более ее практических приложений можно предсказывать более или менее четко на некоторый ближайший отрезок времени, когда предполагается это развитие в углублении и расширении уже известных или намечаемых ее направлений. Нельзя планировать открытия. Правда, открытия редко бывают совсем неожиданными. Обычно имеются предвестники, накапливаются факты наблюдений, появляются новые представления. Пытаясь заглянуть в будущее, мы постараемся указать возможные направления, в которых уже намечаются успехи последующего развития.

Говоря о далеких перспективах, мы будем считать, что вопросы расширения съемок, повышения точности измерений, отработка интерпретации закончены или доведены до совершенства.

Одним из интересных направлений развития гравиметрии будущего является спутниковая гравиметрия. Искусственные спутники Земли испытывают на себе все неправильности, все аномалии гравитационного поля и это отражается на характере их движения. По неправильностям в движении спутника можно судить об аномалиях гравитационного поля. При помощи спутников очень уверенно получают низкие гармоники разложения гравитационного поля. Сжатие Земли, например, по спутникам получается почти на два порядка точнее, чем по гравитационным или геодезическим измерениям. Весьма точно определяется эл-

липтичность экватора, асимметрия южного и северного полушарий. Сжатие Земли по спутниковым данным составляет $1:298,25 \pm 0,02$, тогда как по гравиметрическим данным даже десятые доли знаменателя получаются неуверенно, причем величины сжатия, установленные по гравитационному полю, как правило, больше, чем по спутникам. Разные исследователи получали для гравиметрического сжатия величины от $1:296,4$ до $1:297,6$.

По-видимому, это расхождение объясняется недостатком гравиметрических данных и такому их случайному расположению, которое приводит к завышенному сжатию, а также и тем, что спутник движется на некотором удалении от Земли. Только при специфической предварительной обработке гравиметрических материалов величина сжатия приближается к уверенно получаемой по спутникам величине.

Главный недостаток гравитационного метода для получения сжатия усматривается в недостатке данных. Что касается метода использования наблюдений за спутниками, то здесь принципиальна интегральность результата. На спутник влияет совокупность аномалий масс по всей Земле, поэтому трудно выделить аномалию в точке или даже в узкой области. В перспективе по мере развития метода спутники позволят изучить сравнительно локальные аномалии, а гравиметрический метод при полной изученности Земли даст возможность вычислить сжатие, осредненное для всей Земли. Сравнение результатов двух методов либо подтвердит идентичность их, либо не подтвердит, и тогда надо будет искать причины, которые могут оказать принципиально новыми явлениями.

Вообще искусственный спутник может рассматриваться как особый тип гравиметра, основанный совсем на иных принципах действия, чем все остальные приборы. С другой стороны, гравиметр как измеритель ускорений, будучи помещенным на спутник, играет уже иную роль — роль навигационного прибора, по ускорениям фиксирующего движения. Принципиально устройство, измеряющее с достаточной точностью ускорения по величине и направлению, может точно следить за движением и фиксировать в любой момент времени положение движущегося предмета. Такая следящая система особенно удобна там, где другие средства определения положения затруднительны, например на подводных лодках и космических ракетах.

После того как будет завершено сплошное покрытие Земли гравитационными измерениями, гравиметрическая разведка, по-видимому, будет развиваться по линии разработки методов прямых поисков, причем не только на поверхности Земли, но и под Землей. Можно представить себе, например, автономные буры, которые, как червяк, будут передвигаться, прорывая себе дорогу под землей. Гравитационный датчик, установленный на таком снаряде, будет его глазами. Такой инструмент сможет отыскивать аномалии масс, непосредственно интересующие исследователя тела. Возможно комплексное магнитно-гравитационное устройство датчика. Счетно-решающее устройство, получающее команды от датчика, будет определять параметры исследуемого тела и направлять движение снаряда.

Большой интерес представляет изучение гравитационной постоянной. Физики считают гравитационную постоянную абсолютной фундаментальной физической константой. Однако не все в этом уверены. Такой крупный современный физик, как Дирак, например, высказывает сомнения в ее постоянстве. Если это на самом деле так, то многое может быть пересмотрено в космологии — науке о строении Вселенной. В частности, иначе можно подходить к вопросам эволюции Земли. Гипотеза мобилизма в смысле перемещения континентов получит новый интересный аргумент в виде идеи расширения Земли вследствие уменьшения гравитационной постоянной.

Еще более любопытные последствия будет иметь идея обнаружения механизма распространения гравитации и попыток влияния на этот механизм. Иными словами, если бы удалось изменять распространение гравитации в сторону ослабления ее, т. е. если бы оказалось возможным закрыться от действия притяжения масс, то последствия этого эффекта были бы для человека неисчислимо огромны. Прежде всего это позволило бы чудесным образом, без применения каких-либо двигателей переноситься в пространстве, используя притяжение с одной стороны и экранируясь с другой. В этом фантастическом случае, кроме решения транспортной проблемы, не только земной, но и межпланетной, появилась бы возможность решить проблему энергетическую. Направленное притяжение позволило бы высвобождать огромные энергии тяготения. Трудно себе представить последствия такого открытия.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение	5
Всемирное тяготение	
Законы Ньютона	9
Законы Кеплера. Движение планет	12
Законы Ньютона объясняют движение небесных тел	15
Обобщение и проверка закона тяготения	17
Гравитационная постоянная	22
О механизме тяготения. Гравитационные волны и гравитоны	23
Гравитационный эффект и теория Эйнштейна	26
Космологические модели Вселенной Шварцшильда, Эйнштейна и Фридмана	30
Притяжение и сила тяжести	
Изменение силы тяжести на земной поверхности	38
Изменение силы тяжести по высоте	39
Изменение притяжения внутри Земли	41
Сила тяжести под водой	43
Изменение силы тяжести во времени. Приливы	44
О вековых изменениях силы тяжести	50
Способы измерения силы тяжести	
Свободное падение	53
Маятник — прибор гносеологический	55
Гравиметры	59
Можно ли измерить силу тяжести на океанах?	61
А что же в воздухе?	66
Если говорить о градиентах	67
Фигура Земли	
Первые представления	69
Эллипсоид или яйцо? Первые измерения Земли и установление ее формы	71
Потенциал силы тяжести. Уровненные поверхности	74
Теорема Клеро	75
Геонд. Третье приближение в представлениях о фигуре Земли	77
Система высот. Что такое высота?	79

	Стр
Динамические высоты	83
Аномалии высот. Квазигеоид	85
Третье приближение в понятии о фигуре Земли	86
Нормальное гравитационное поле Земли. Аномалии силы тя- жести	87
Гравиметрическая карта мира	90
Какова же фигура геоида?	93
Искусственные спутники, гравитационное поле и фигура Земли	97
Гравитационное поле Луны и планет	
Перспективы исследований	103
Основные черты гравитационного поля и фигуры Луны	106
Гравитационное поле Марса и других планет	113
Внутреннее строение Земли	
Что говорят гравитационные приливы о внутреннем строении Земли	117
Строение земной коры	121
Гипотеза расширяющейся Земли	124
Гипотеза изостазии	129
Возраст и строение континентов	130
Гравитационная разведка	
Геофизика — глаза геологии	135
Плотностные неоднородности — причина гравитационных ано- малий	137
Тектоническое районирование по гравиметрическим данным	139
Поиски и разведка нефтегазоносных структур	142
Поиски и разведка месторождений рудных и других полезных ископаемых	145
Гравитационная разведка на море	148
Основные пути развития гравиметрии в ближайшем будущем	150
О прямых методах гравитационной разведки	154
Некоторые далекие перспективы	156

*Грушинский Николай Пантелеймонович,
Грушинский Андрей Николаевич*

В МИРЕ СИЛ ТЯГОТЕНИЯ

Редактор издательства *В. Н. Никитина* Техн. редактор *Л. Г. Лаврентьева*
Корректор *Р. И. Кряковкина*

Сдано в набор 22/II 1971 г. Подписано в печать 9/XI 1971 г. Т-16950
Формат 84×108¹/₁₆ Печ. л. 5 Усл. печ. л. 8,4 Уч.-изд. л. 8
Бумага № 1 Индекс 1-5-0 Заказ 85/380-3 Тираж 9700 экз. Цена 27 коп.

Издательство «Недра». Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19.

Московская типография № 6 Главполиграфпрома
Комитета по печати при Совете Министров СССР.
Москва, Ж-88, 1-й Южно-портовый пр., 17.

27 коп.

НЕДРА • 1971