

В. П. ГРУШИНСКИЙ  
Н. Б. САЖИНА

# ГРАВИТАЦИОННАЯ РАЗВЕДКА



К

Н. П. ГРУШИНСКИЙ, Н. Б. САЖИНА

# ГРАВИТАЦИОННАЯ РАЗВЕДКА

ИЗДАНИЕ ВТОРОЕ, ИСПРАВЛЕННОЕ И ДОПОЛНЕННОЕ

Допущено Министерством высшего  
и среднего специального образования СССР  
в качестве учебника  
для геологоразведочных техникумов



ИЗДАТЕЛЬСТВО „НЕДРА“  
Москва 1972

Грушинский Н. П., Сажина Н. Б. Гравитационная разведка. М., изд-во «Недра», 1972, 388 с.

Учебник содержит теоретические основы гравитационного метода разведки, способы гравиметрических измерений, описание аппаратуры, применяющейся для измерения силы тяжести, методике гравиметрических съемок и обработки наблюдений, геологическую интерпретацию гравитационных аномалий, а также основные представления о строении Земли и земной коры.

При написании книги по возможности учтены все современные достижения как в области аппаратуры, так и в методике наблюдений и интерпретации. Приведен справочный материал и некоторые таблицы, полезные технику-гравиметристу на практике. Решение различных задач полевой гравиметрии и интерпретация иллюстрируются примерами.

Учебник предназначен для учащихся геологоразведочных техникумов и может быть полезен техникам-гравиметристам и студентам геофизических отделений университетов и геологоразведочных вузов.

Иллюстраций 121, таблиц 40, список литературы — 17 названий.

Р е ц е н з е н т — доцент Кафедры общих геофизических методов МГРИ ДЮКОВ А. И.

## ПРЕДИСЛОВИЕ КО ВТОРОМУ ИЗДАНИЮ

За время после первого издания книги (1966 г.) некоторые положения, изложенные в ней, устарели или получили иное толкование. Устарели также некоторые приборы и в то же время появились новые, не описанные в учебнике ранее. Все это заставило авторов переделать ряд разделов книги, а некоторые разделы написать заново. Так, авторы сочли необходимым добавить в первую часть учебника «Теоретические основы метода» две новые главы: «Нормальное гравитационное поле и фигура Земли» и «Изменение силы тяжести во времени». В главе «Нормальное гравитационное поле и фигура Земли» дается понятие о представлении нормальной формулы в виде разложения по сферическим функциям. В последнее время именно в этом виде часто представляется нормальная формула, значит гравиметрист должен знать ее. Авторы не предполагают знания у читателей теории сферических функций — они вводят их просто как новую, принятую теперь символику. Вопрос об изменениях силы тяжести во времени не излагается подробно ни в одном учебнике по гравиметрии, хотя эта проблема крайне важна и имеет практическое приложение в работе гравиметристов.

В то же время представилась возможность исключить из учебника главу о маятниковых приборах и методике работы с ними на суше, поскольку эти приборы применяются сейчас только при определении опорных пунктов I класса и создании калибровочных полигонов. Было целесообразно также исключить описание устаревших гравиметров и некоторые другие менее важные разделы.

Описаны заново с учетом современного состояния мировой гравиметрической съемки строение земной коры и отражение его



в аномалиях силы тяжести, некоторые приемы интерпретации. Применение при обработке гравиметрических данных электронных вычислительных машин потребовало от авторов также добавления соответствующей главы.

Учебник предназначен для учащихся геологоразведочных техникумов и может быть полезен техникам-гравиметристам и студентам геофизических отделений университетов и геологоразведочных вузов.

## ПРЕДИСЛОВИЕ К ПЕРВОМУ ИЗДАНИЮ

Уже много лет не издавались учебники по гравиметрии для техникумов. Курс гравиразведки для геологоразведочных техникумов М. Е. Абельского, Б. А. Андреева, Б. Э. Голомба, Н. Н. Самсонова, вышедший в 1954 г., давно является библиографической редкостью. Часто преподаватели рекомендуют пользоваться учебником Л. В. Сорокина для университетов «Курс гравиметрии и гравиметрической разведки» издания 1953 г. Однако этот курс является для техникумов слишком пространным и сложным. Вышедшие за последние годы учебники для вузов носят специализированный характер. Так, курс П. Ф. Шокина «Гравиметрия» посвящен только методам измерения силы тяжести и аппаратуре. В книге Б. А. Андреева, И. Г. Клушина «Геологическое истолкование гравитационных аномалий» изложены вопросы только геологической интерпретации гравитационных аномалий. Этот курс сложен и для преподавания в техникумах может быть использован лишь как дополнительное пособие. По широте охватываемых вопросов и простоте изложения к учебнику для техникумов ближе подходит «Введение в гравиметрию и гравитационную разведку» Н. П. Грушинского, однако эта книга содержит недостаточно сведений для систематического изучения курса и большинство вопросов в ней изложено чрезмерно сжато.

Предлагаемый учебник содержит разнообразные сведения по гравиметрии. Он предназначен дать учащимся полное представление о всех основных аспектах гравиметрии, по возможности о всех ее приложениях и современных достижениях, а в некоторых случаях может служить руководством в практической работе.

Учебник разделен на четыре части. Первая часть содержит основные понятия гравиметрии и теоретические положения ее: понятия силы тяжести, ее производных, нормального гравитационного поля, редуций силы тяжести и аномалий. Во второй части изложены способы измерения силы тяжести и описана применяющаяся современная аппаратура. Третья часть посвящена методам гравиметрических съемок и подготовке полученных гравиметрических материалов к их последующей интерпретации и, наконец,

последняя часть — качественной и количественной геологической интерпретации гравиметрических данных.

Авторы пытались по возможности упростить математическую основу выводов тех или иных положений. Однако это не всегда было возможным. Памятуя, что элементы высшей математики, в том числе основные понятия дифференциального и интегрального исчисления, включены в программы для техникумов, авторы сочли возможным в некоторых случаях пользоваться этими понятиями и не упрощать изложение до примитива. Однако, когда вывод представлялся очень сложным, авторы ограничивались написанием имеющегося результата и его истолкованием.

*Часть первая*  
**ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МЕТОДА**

*Глава I.* Потенциал и сила тяжести

*Глава II.* Нормальное гравитационное поле и фигура Земли

*Глава III.* Редукции силы тяжести

*Глава IV.* Изменение силы тяжести во времени. Приливы

## Глава I

### ПОТЕНЦИАЛ И СИЛА ТЯЖЕСТИ

#### § 1. ЗАКОН ВСЕМИРНОГО ТЯГОТЕНИЯ

Закон всемирного тяготения был установлен Исааком Ньютоном (1642—1727 гг.) в конце 17 столетия. Согласно этому закону все тела притягиваются друг к другу с силой, пропорциональной их массе и обратно пропорциональной квадрату расстояния между ними. Для двух точечных масс, т. е. для масс, сосредоточенных в бесконечно малом объеме, закон всемирного тяготения можно написать в следующем виде:

$$F = -f \frac{m_1 m_2}{r^2}, \quad (I.1)$$

где  $m_1$  и  $m_2$  — взаимодействующие точечные массы;  $r$  — расстояния между точками  $m_1$  и  $m_2$ ;  $f$  — коэффициент пропорциональности, получивший название гравитационной постоянной.

Размерность гравитационной постоянной легко получить из формулы (I.1), если силу представить согласно второму закону Ньютона как произведение массы на ускорение:

$$F = mg = -f \frac{mm}{r^2}.$$

Ускорение можно выразить через время и путь в соответствии с известной формулой начальной физики

$$r = \frac{gt^2}{2},$$

откуда размерность ускорения будет

$$[g] = \frac{[L]}{[T]^2},$$

а размерность гравитационной постоянной

$$[f] = \frac{[L]^3}{[T]^2 \cdot [M]},$$

где  $L$  — длина;  $T$  — время;  $M$  — масса.



В системе СИ, где за единицу длины принят метр, единицу времени — секунда и единицу массы — килограмм,

$$f = 6,673 \cdot 10^{-11} \frac{\text{м}^3}{\text{кг} \cdot \text{с}^2}.$$

Этот коэффициент очень важен в физике, механике и астрономии. В частности, зная только его величину, можно определить абсолютные значения массы Земли, других планет и Солнца, а также их среднюю плотность. Поэтому проводилось много работ по определению величины гравитационной постоянной. В табл. 1 приведены ее значения и значения средней плотности Земли, полученные различными авторами. Наиболее надежным и точным следует считать последнее определение, выполненное Хейлем и Хржановским в 1942 г.

Т а б л и ц а 1

**Значения гравитационной постоянной и средней плотности Земли**

Автор	Страна	Год определения	$f \cdot 10^{-11}, \text{ м}^3/\text{кгс}^2$	Средняя плотность Земли $\delta, \text{ г/см}^3$
<b>К р у т и л ь н ы й   м е т о д</b>				
Г. Кавендиш	Англия	1798	$6,75 \pm 0,05$	$5,45 \pm 0,04$
Ф. Райх	Германия	1838	$6,64 \pm 0,06$	$5,54 \pm 0,05$
		1852		
Ф. Бейли	Англия	1843	$6,63 \pm 0,07$	$5,55 \pm 0,05$
А. Корню	Франция	1873		
Ж. Бейль		1878	$6,64 \pm 0,017$	$5,54 \pm 0,014$
Ч. Бойс	Англия	1895	$6,658 \pm 0,007$	$5,527 \pm 0,006$
Р. Этвеш	Венгрия	1896	$6,657 \pm 0,013$	$5,526 \pm 0,010$
К. Браун	Австрия	1897	$6,649 \pm 0,002$	$5,529 \pm 0,002$
Г. Бюргесс	Франция	1902	6,64	5,55
П. Хейл	США	1930	$6,670 \pm 0,005$	$5,510 \pm 0,004$
И. Зарадничек	Чехословакия	1933	$6,66 \pm 0,04$	$5,52 \pm 0,04$
П. Хейл	США	1942	$6,673 \pm 0,003$	$5,513 \pm 0,003$
П. Хржановский				
Я. Реннер	Венгрия	1968	$6,670 \pm 0,008$	$5,510 \pm 0,007$
<b>М е т о д   в з в е ш и в а н и я</b>				
Ф. Полли	Германия	1878	$6,47 \pm 0,11$	$5,69 \pm 0,10$
Дж. Пойнтинг	Англия	1891	$6,70 \pm 0,04$	$5,49 \pm 0,03$
Ф. Рихард,	Германия	1898	$6,683 \pm 0,011$	$5,505 \pm 0,009$
О. Кригар				
Мендель				
П. Вильзинг	Германия	1889	$6,594 \pm 0,015$	$5,579 \pm 0,012$

Сила  $F$ , определяемая формулой (I.4), является векторной величиной, т. е. она характеризуется не только величиной, но и направлением (рис. 1).

Точка  $m_1$  притягивает удаленную от нее на расстояние  $r$  точку  $m_2$  с силой  $F$ , направленной по прямой от точки  $m_2$  к точке  $m_1$  и приложенной к точке  $m_2$ . Точно так же точка  $m_2$  притягивает точку  $m_1$  с силой  $F$ , приложенной к  $m_1$  и направленной от  $m_1$  к  $m_2$ .

Расстояние  $r$  между точками условимся считать направленным от притягивающей точки к притягиваемой. При этом условии вектор  $\vec{F}$  всегда направлен противоположно вектору  $\vec{r}$ . Этим определяется знак минус перед выражением силы притяжения.

Теперь выражение для силы притяжения  $F$  запишем в векторной форме

$$\vec{F} = -f \frac{m_1 m_2}{r^2} \frac{\vec{r}}{r}. \quad (\text{I.2})$$

Закону всемирного тяготения подчинено взаимодействие между всеми небесными телами. Именно им определяется движение планет вокруг Солнца. Этому же закону подчинено взаимное притяжение всех масс Земли. Если силу отнести к единичной массе  $m_1 = 1$ , то точечная масса  $m_2 = m$  будет притягивать эту единичную массу с силой

$$\vec{F} = -f \frac{m}{r^2} \frac{\vec{r}}{r}, \quad (\text{I.3})$$

равной ускорению, вызываемому притяжением массы  $m$  на расстоянии  $r$ .

В случае притяжения единичной массы массой, состоящей из отдельных точек, выражение (I.3) можно записать в виде суммы притяжений единичной точечной массы всеми точечными массами тела. Тогда

$$\vec{F} = -f \sum_i \frac{m_i}{r_i^2} \frac{\vec{r}_i}{r_i}. \quad (\text{I.4})$$

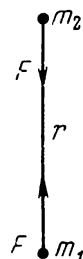


Рис. 1.  
Взаимодействие масс.

В случае непрерывного распределения масс сумма должна быть заменена интегралом

$$\vec{F} = -f \int_{\tau} \frac{1}{r^2} \frac{\vec{r}}{r} dm, \quad (\text{I.5})$$

распространенным по всему занимаемому массами объему  $\tau$ .

Величина  $\vec{F}$  характеризует силу притяжения единичной массы. В теории притяжения доказывается теорема, что однородная сферическая масса, т. е. имеющая всюду одинаковую плотность или состоящая из однородных сферических слоев, притягивает другую массу с силой, равной силе, развиваемой точечной массой, равной массе всего шара и сосредоточенной в его центре. Поэтому в первом приближении притяжение Земли можно представить формулой для притяжения точечных масс

$$F = -f \frac{M}{R^2}, \quad (\text{I.6})$$

где  $M$  — масса Земли;  $R$  — расстояние от центра Земли до притягиваемой точки. Если точка лежит на поверхности Земли,  $R$  — радиус Земли.

Таким образом, хотя в природе точечных масс не существует, тем не менее рассмотренный случай притяжения точечных масс имеет большое практическое значение. Во многих случаях, когда объемы, в которых сосредоточены массы, малы по сравнению с расстояниями между массами, их можно принимать за точки и пользоваться простейшим видом закона всемирного тяготения. Так, например, при решении некоторых задач астрономии за точечные массы можно принимать планеты.

## § 2. СИЛА ТЯЖЕСТИ

Кроме силы притяжения, на массы Земли действует центробежная сила, возникающая вследствие суточного вращения Земли вокруг своей оси. Эта сила пропорциональна радиусу вращения и квадрату угловой скорости  $\omega$ :

$$\bar{P} = \bar{\rho} \omega^2 m. \quad (I.7)$$

Отнеся эту силу также к единичной массе, получим центробежную силу, действующую на единичную массу, равную центробежному ускорению  $\bar{\rho} \omega^2$ . В сумме сила притяжения и центробежная сила составляют то, что мы называем силой тяжести. Будучи отнесена к единичной массе, сила тяжести дает ускорение в данной точке

$$\bar{g} = -f \int \frac{1}{r^2} \frac{\bar{r}}{r} dm + \bar{\rho} \omega^2. \quad (I.8)$$

Если каждой точке пространства на поверхности Земли и во внешнем пространстве соответствует единственное значение силы тяжести, отнесенной к единичной массе, то такое пространство называется полем силы тяжести Земли, а величины силы, действующей в данной точке на единичную массу, — напряженностью поля силы тяжести. Таким образом, напряженность поля равна ускорению силы в той же точке. Если рассматривать тела, не связанные с Землей и расположенные во внешнем пространстве, то на них не действует центробежная сила. Они подвержены влиянию только притяжения Земли. Поле сил притяжения Земли будем называть гравитационным полем. В дальнейшем в соответствии с установившейся терминологией будем говорить о силе тяжести, подразумевая напряженность силового поля Земли. Эта напряженность определит ускорение, с которым будут двигаться в этой точке тела под действием притяжения Земли.

В качестве единицы ускорения силы тяжести в ныне принятой системе СИ принимается такое ускорение, которое развивает масса в 1 кг под действием силы в 1 ньютон,

$$[g] = \frac{[\text{ньютон}]}{[\text{кг}]} = \frac{[\text{кг}] \cdot [\text{м}]}{[\text{с}]^2 [\text{кг}]} = \frac{[\text{м}]}{[\text{с}]^2}.$$

На XV ассамблее Международного Союза Геодезии и Геофизики в Москве в 1971 г. такую единицу предложено назвать «галилео» и обозначать Gl. Эта единица очень большая. Все земное поле силы тяжести составляет 9,81 Gl. Обычно в гравиметрии применяется единица ускорения в системе СГС, называемая гал. Гал — это такое ускорение, которое развивает масса в 1 г под действием силы тяжести в 1 дину:

$$1\text{Gl} = 100 \text{ гл.}$$

Для удобства вводится более мелкая единица — миллигал (мгл), равная одной тысячной доле гала или стотысячной доле Галилео,

$$1 \text{ мгл} = 10^{-3} \text{ гл} = 10^{-5} \text{ Gl.}$$

Предложено также употреблять единицу «микрогогалилео»

$$1\mu\text{Gl} = 0,1 \text{ мгл.}$$

При тонких гравиметрических измерениях применяется очень мелкая единица — микрогал;

$$1 \text{ мкгл} = 10^{-6} \text{ гл} =$$

$$10^{-3} \text{ мгл} = 10^{-8} \text{ Gl.}$$

Миллигал (мгл) является основной единицей, применяющейся при гравитационных измерениях. Полная напряженность силового поля Земли у ее поверхности изменяется приблизительно от 978 гл на экваторе до 983 гл на полюсах, т. е. на 5 гл. Отношение разности силы тяжести на полюсе и экваторе к силе тяжести на экваторе равно

$$\beta = \frac{g_p - g_e}{g_e} = \frac{1}{189},$$

где  $g_p$  — сила тяжести на полюсе;  $g_e$  — сила тяжести на экваторе.

Из двух компонентов силы тяжести — силы притяжения и центробежной — последняя даже при максимальном значении составляет менее 0,5%. Отношение максимального значения центробежной силы к минимальному значению силы тяжести составляет  $\frac{\omega^2 a}{g_e} = \frac{1}{288}$  при

$$\omega = \frac{2\pi}{86\,164,1} = 0,729\,212 \cdot 10^{-4},$$

где 86 164,1 — число средних секунд в звездных сутках;  $a = 6\,378\,245 \text{ м}$  — большая полуось Земли по Красовскому;  $g_e = 978,030 \text{ гл}$

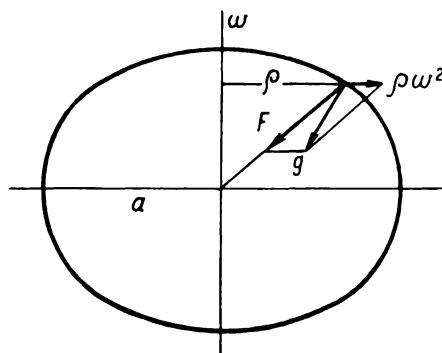


Рис. 2. Вектор центробежной силы, силы притяжения и равнодействующей.

по Гельмерту. Центробежная сила изменяется от нуля у полюсов до некоторого значения  $\omega^2 a = 3,4$  гл у экватора. Эта сила  $P$  направлена от оси вращения Земли по перпендикуляру к ней (рис. 2) и, таким образом, уменьшает силу притяжения на величину  $\omega^2 a \cos \varphi$ , где  $\varphi$  — широта места, в котором рассматривается сила тяжести. Изменение центробежной силы в основном определяет так называемое нормальное изменение напряженности силового поля от экватора к полюсам. К этому эффекту добавляется еще влияние сплюснутости Земли, также увеличивающее напряженность поля у полюсов.

Кроме этих двух постоянно действующих составляющих, на силу тяжести влияет притяжение Луны и Солнца. Однако это влияние весьма мало и носит периодический характер. Поэтому его рассматривают как возмущения силы тяжести. Максимальные значения этих возмущений составляют 0,11 мгл для Луны и 0,05 мгл для Солнца по вертикальной составляющей силы тяжести и 0",017 и 0",008 соответственно в отклонениях отвеса от невозмущенного положения. При гравиметрических работах этим явлением порой пренебрегают. Однако при высокоточных гравиметрических измерениях, например при разбивке опорных сетей или при гравиметрических съемках, когда объектами поисков являются аномалии, составляющие несколько единиц или доли миллигала, эти возмущения приходится учитывать. Для этого используют таблицы, номограммы и графики (например, составленные П. Ф. Шокиным).

В заключение приведем величины изменений ускорения силы тяжести (мгл) в зависимости от разных причин.

Среднее значение $g$ на поверхности Земли	979 700
Полное изменение $g$ от полюса к экватору	5200
Изменение $g$ от полюса к экватору за счет центробежной составляющей . . . . .	3400
Изменение $g$ от полюса к экватору за счет сплюснутости . . . . .	1800
Максимальная аномалия силы тяжести . . .	500
Изменение $g$ при перемещении на 1 м по высоте . . . . .	0,3
Максимальная амплитуда лунно-солнечных возмущений $g$ . . . . .	0,4
Возможная годовичная величина вековых изменений $g$ . . . . .	0,1

### § 3. ПОТЕНЦИАЛ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ. УРОВЕННЫЕ ПОВЕРХНОСТИ

Гравитационное поле Земли является потенциальным, т. е. таким, в котором каждой точке пространства вокруг Земли соответствует некоторая непрерывная имеющая непрерывные производные функция. Производные этой функции по направлениям равняются проекциям силы тяжести на эти направления. Эта функция называется потенциалом.



Потенциал силы тяжести  $W$  состоит из суммы потенциала притяжения  $V$  и потенциала центробежной силы  $U$ :

$$V = f \int \frac{dm}{r}, \quad U = \frac{\omega^2}{2} \rho^2,$$

т. е.

$$W = f \int \frac{dm}{r} + \frac{\omega^2}{2} \rho^2. \quad (\text{I.9})$$

Изменение потенциала при переносе массы из одной точки в какую-либо другую равняется работе, затраченной на этот перенос:

$$dW = g ds, \quad (\text{I.10})$$

где  $g$  — напряженность поля;  $ds$  — элементарное перемещение массы.

Легко показать, что функция (I.9) удовлетворяет определению потенциала. В самом деле из рис. 3 видно, что

$$r^2 = (X - x)^2 + (Y - y)^2 + (Z - z)^2, \quad (\text{I.11})$$

$$\rho^2 = x^2 + y^2 \quad (\text{I.12})$$

Производные  $W$  по направлениям  $x, y, z$  равны:

$$\begin{aligned} \frac{\partial W}{\partial x} &= -f \int \frac{\partial r}{\partial x} \frac{dm}{r^2} + \omega^2 \rho \frac{\partial \rho}{\partial x}, \\ \frac{\partial W}{\partial y} &= -f \int \frac{\partial r}{\partial y} \frac{dm}{r^2} + \omega^2 \rho \frac{\partial \rho}{\partial y}, \\ \frac{\partial W}{\partial z} &= -f \int \frac{\partial r}{\partial z} \frac{dm}{r^2} + \omega^2 \rho \frac{\partial \rho}{\partial z}. \end{aligned} \quad (\text{I.13})$$

Здесь

$$\begin{aligned} \frac{\partial r}{\partial x} &= \cos(F, x), \quad \frac{\partial \rho}{\partial x} = \cos(P, x), \\ \frac{\partial r}{\partial y} &= \cos(F, y), \quad \frac{\partial \rho}{\partial y} = \cos(P, y), \\ \frac{\partial r}{\partial z} &= \cos(F, z), \quad \frac{\partial \rho}{\partial z} = 0 \end{aligned} \quad (\text{I.14})$$

— направляющие косинусов притяжения  $F$  и центробежной силы  $P$ . Теперь выражения (I.13) можно записать в виде:

$$\begin{aligned} \frac{\partial W}{\partial x} &= F \cos(F, x) + P \cos(P, x) = F_x + P_x = g \cos(gx), \\ \frac{\partial W}{\partial y} &= F \cos(F, y) + P \cos(P, y) = F_y + P_y = g \cos(gy), \\ \frac{\partial W}{\partial z} &= F \cos(F, z) = F_z = g \cos(gz), \end{aligned} \quad (\text{I.15})$$

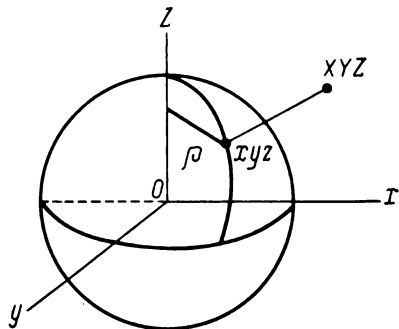


Рис. 3. Пояснение к формулам (I.11), (I.12).

где  $F_x, F_y, F_z, P_x, P_y, P_z$  — проекции напряженности силы притяжения и центробежной соответственно.

Если масса переместилась из точки  $M$  в произвольном направлении и перешла в точку  $M'$ , совершив элементарное перемещение  $ds$ , то полное приращение потенциала

$$dW = \frac{\partial W}{\partial x} dx + \frac{\partial W}{\partial y} dy + \frac{\partial W}{\partial z} dz, \quad (I.16)$$

где

$$\begin{aligned} dx &= ds \cos(s, x), \\ dy &= ds \cos(s, y), \\ dz &= ds \cos(s, z). \end{aligned} \quad (I.17)$$

Учитывая (I.17) и (I.15), получим

$$dW = g ds [\cos(g, x) \cos(s, x) + \cos(g, y) \cos(s, y) + \cos(g, z) \cos(s, z)].$$

Имея в виду, что

$$\cos(g, x) \cos(s, x) + \cos(g, y) \cos(s, y) + \cos(g, z) \cos(s, z) = \cos(g, s),$$

получим

$$\frac{dW}{ds} = g \cos(g, s) = g_s. \quad (I.18)$$

Из этого свойства потенциала вытекают два важных следствия, позволяющие проникнуть в физическую сущность введенного понятия. Из уравнения (I.18) видно, что приращение потенциала есть работа материальной точки при ее перемещении в поле сил тяготения.

1. Если точка перемещается в направлении, перпендикулярном направлению действия силы  $g$ ,  $\cos(g, s) = 0$ ,  $dW = 0$ . Интегрируя, получим

$$W = \text{const} = C. \quad (I.19)$$

Это выражение, как функциональная зависимость между координатами в пространстве, является уравнением некоторой поверхности, обладающей тем свойством, что в любой ее точке сила направлена по нормали к ней. Работа материальной точки при перемещении по этой поверхности равна нулю ( $dW = 0$ ). На материальную точку, расположенную на этой поверхности, не действуют тангенциальные составляющие силы, так как сила нормальна к ней и, следовательно, точка находится в равновесии. Очевидно, что эта поверхность будет поверхностью равновесия жидкости; именно по ней устанавливается уровень жидкости. Такая поверхность называется *уровенной поверхностью*. Иначе ее называют *эквипотенциальной поверхностью* вследствие постоянства на ней потенциала. Задавая в уравнении (I.19) различные значения констант, получим семейство *уровенных поверхностей*, обладающее тем свой-

ством, что соседние уровенные поверхности никогда не могут касаться одна другой или пересекаться. В противном случае у них оказалась бы одна общая точка, в которой для обеих поверхностей потенциал обращался бы в одно и то же значение  $C$ , а по уравнению (I.19) это означало бы, что во всех точках обеих поверхностей потенциалы равны тому же значению  $C$ , т. е. поверхности совпадают полностью.

2. Теперь рассмотрим случай перемещения точки вдоль линии действия силы  $g$ . Тогда

$$\cos(g, s) = 1, \quad ds = \frac{dW}{g}, \quad (\text{I.20})$$

где  $ds$  — перемещение, перпендикулярное уровенной поверхности;  $dW$  — приращение потенциала при переходе от одной уровенной поверхности к другой, бесконечно близкой.

Эти две бесконечно близкие поверхности определяются уравнениями

$$W = C, \quad W = C + dW.$$

Согласно выражению (I.20) расстояние между двумя бесконечно близкими уровенными поверхностями обратно пропорционально действующей силе и прямо пропорционально приращению потенциала. Это важное в гравиметрии соотношение называется теоремой Брунса.

Пространство, в котором действует сила  $g$ , было определено как поле сил. Направления действия сил назовем **с и л о в ы м и** **л и н и я м и**, а величину силы  $g$  в каждой точке — **н а п р я ж е н н о с т ь ю** **п о л я**. Можно сказать, что уровенные поверхности располагаются тем чаще, чем больше напряженность поля.

Поскольку на каждой уровенной поверхности потенциал постоянен, то приращение потенциала при переходе точки с одной уровенной поверхности на другую есть величина постоянная, не зависящая от положения точки на этой поверхности. Это значит, что приращение потенциала не зависит от пути перемещения материальной точки, а является лишь функцией положения конечных точек перемещения. В частности, приращение потенциала на замкнутом контуре равно нулю.

Рассмотрим еще одно важное свойство потенциала, получившее название теоремы Лапласа. Эта теорема читается следующим образом: для точки, расположенной вне притягивающих масс, сумма вторых производных потенциала притяжения по осям прямоугольных координат равна нулю:

$$\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = 0. \quad (\text{I.21})$$

Левая часть уравнения (I.21) называется оператором Лапласа и часто обозначается через  $\Delta_2 V$ . Теорема Лапласа легко доказывается простым дифференцированием **потенциала** притяжения.

В самом деле, уравнение для потенциала точечной массы  $V = \frac{fm}{r}$  при дифференцировании по координатам  $x, y, z$  приводит к выражениям

$$\begin{aligned}\frac{\partial V}{\partial x} &= -f \frac{m}{r^2} \frac{\partial r}{\partial x}, \\ \frac{\partial V}{\partial y} &= -f \frac{m}{r^2} \frac{\partial r}{\partial y}, \\ \frac{\partial V}{\partial z} &= -f \frac{m}{r^2} \frac{\partial r}{\partial z}.\end{aligned}\tag{I.22}$$

Найдем значения производных расстояния по координатам при помощи (I.11):

$$\frac{\partial r}{\partial x} = -\frac{X-x}{r}, \quad \frac{\partial r}{\partial y} = -\frac{Y-y}{r}, \quad \frac{\partial r}{\partial z} = -\frac{Z-z}{r}.\tag{I.23}$$

Вводя (I.23) в (I.22), получим выражение первых производных потенциала притяжения:

$$\frac{\partial V}{\partial x} = fm \frac{X-x}{r^3}, \quad \frac{\partial V}{\partial y} = fm \frac{Y-y}{r^3}, \quad \frac{\partial V}{\partial z} = fm \frac{Z-z}{r^3}.$$

Последующим дифференцированием найдем вторые производные:

$$\begin{aligned}\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} &= fm \left[ -3 \frac{X-x}{r^4} \frac{\partial r}{\partial x} - \frac{1}{r^3} \right] = fm \left[ 3 \frac{(X-x)^2}{r^5} - \frac{1}{r^3} \right], \\ \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} &= fm \left[ -3 \frac{Y-y}{r^4} \frac{\partial r}{\partial y} - \frac{1}{r^3} \right] = fm \left[ 3 \frac{(Y-y)^2}{r^5} - \frac{1}{r^3} \right], \\ \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} &= fm \left[ -3 \frac{Z-z}{r^4} \frac{\partial r}{\partial z} - \frac{1}{r^3} \right] = fm \left[ 3 \frac{(Z-z)^2}{r^5} - \frac{1}{r^3} \right].\end{aligned}\tag{I.24}$$

Складывая почленно правые и левые части равенств (I.24), получим

$$\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = fm \left\{ \frac{3}{r^5} [(X-x)^2 + (Y-y)^2 + (Z-z)^2] - \frac{3}{r^3} \right\} = 0.$$

Таким образом, теорема доказана.

В случае, если притягиваемая точка лежит внутри притягиваемых масс, оператор Лапласа для потенциала притяжения обращается в величину, равную  $-4\pi f\sigma$ ,

$$\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = -4\pi f\sigma,\tag{I.25}$$

где  $\sigma$  — плотность масс.

Выражение (I.25), приводимое нами без доказательства, называется уравнением Пуассона.

Если мы имеем дело не с потенциалом притяжения, а с потенциалом силы тяжести

$$W = \frac{fm}{r} + \frac{\omega^2}{2} r^2,$$

то, как легко показать, уравнение Лапласа (I.21) примет вид

$$\frac{\partial^2 W}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 W}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 W}{\partial z^2} = 2\omega^2, \quad (\text{I.26})$$

а уравнение Пуассона (I.25)

$$\frac{\partial^2 W}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 W}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 W}{\partial z^2} = -4\pi f\sigma + 2\omega^2. \quad (\text{I.27})$$

Уравнения (I.26) и (I.27) получаются, если вместо потенциала притяжения дифференцировать дважды по координатам потенциал силы тяжести.

Производные добавившегося потенциала центробежной силы  $U = \frac{\omega^2}{2} \rho^2 = \frac{\omega^2}{2} (x^2 + y^2)$  будут

$$\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} = \omega^2, \quad \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} = \omega^2, \quad \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} = 0,$$

$$\Delta_2 U = 2\omega^2.$$

#### § 4. ВТОРЫЕ ПРОИЗВОДНЫЕ ПОТЕНЦИАЛА СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

В § 3 потенциальная функция была определена как функция, производные которой по направлениям суть проекции силы тяжести на эти направления. Отсюда следует, что производная потенциала по линии отвеса есть полная составляющая силы тяжести.

Выберем прямоугольную систему координат. Ось  $z$  направим по отвесной линии в данной точке, тогда плоскость  $xu$  будет горизонтальной плоскостью, касающейся в данной точке уровенной поверхности. Ось  $x$  направим по меридиану,  $y$  — по первому вертикалу. Полная составляющая силы тяжести в начале координат будет  $g_z = \frac{\partial W}{\partial z}$ . Если эту величину продифференцировать по направлениям  $x$ ,  $y$ ,  $z$ , то

$$\begin{aligned} \frac{\partial g}{\partial x} &= \frac{\partial^2 W}{\partial z \partial x} = W_{xz}, \\ \frac{\partial g}{\partial y} &= \frac{\partial^2 W}{\partial z \partial y} = W_{yz}, \\ \frac{\partial g}{\partial z} &= \frac{\partial^2 W}{\partial z \partial z} = W_{zz}. \end{aligned} \quad (\text{I.28})$$

Две первые формулы дают изменение силы тяжести  $g$  при перемещении точки в горизонтальных направлениях  $x$  и  $y$ . Это так называемые горизонтальные градиенты силы тяжести. Последняя формула дает изменение силы тяжести в вертикальном направлении, т. е. вертикальный градиент силы тяжести.

Первые производные потенциала по направлениям  $x$ ,  $y$  и  $z$  равны проекциям силы тяжести на эти направления:

$$\frac{\partial W}{\partial x} = g_x, \quad \frac{\partial W}{\partial y} = g_y, \quad \frac{\partial W}{\partial z} = g_z. \quad (\text{I.29})$$



Для того чтобы понять геометрический смысл вторых производных потенциала по  $x$  и  $y$ , необходимо ввести понятие кривизны поверхности.

Если поверхность задана уравнением  $z = f(xy)$ , то ее кривизна

$$\frac{1}{\rho_\alpha} = r \cos^2 \alpha + 2s \sin \alpha \cos \alpha + q \sin^2 \alpha, \quad (I.30)$$

где  $\rho_\alpha$  — радиус кривизны в азимуте сечения  $\alpha$ , в котором определяется кривизна:

$$r = \frac{\partial^2 z}{\partial x^2}; \quad s = \frac{\partial^2 z}{\partial y \partial x}; \quad q = \frac{\partial^2 z}{\partial y^2}. \quad (I.31)$$

Поверхность, на которой мы рассматриваем потенциал и его производные, задана уравнением  $W = C$ . Это есть уровенная поверхность потенциала  $W$ .

Если найдем значения  $r, s, q$  для  $W$  и внесем их в соотношение (I.30), то кривизну поверхности выразим через вторые производные потенциала.

Пусть поверхность задана уравнением  $W(x, y, z) = C$ . Считая  $z = f(xy)$ , напишем:

полные производные от  $W$  по  $x$  и  $y$

$$\frac{\partial W}{\partial x} + \frac{\partial W}{\partial z} \frac{\partial z}{\partial x} = 0,$$

$$\frac{\partial W}{\partial y} + \frac{\partial W}{\partial z} \frac{\partial z}{\partial y} = 0;$$

вторые производные от  $W$  по  $x$  и  $y$

$$\frac{\partial^2 W}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 W}{\partial x \partial z} \frac{\partial z}{\partial x} + \frac{\partial^2 W}{\partial x \partial z} \frac{\partial z}{\partial x} + \frac{\partial^2 W}{\partial z^2} \left( \frac{\partial z}{\partial x} \right)^2 + \frac{\partial W}{\partial z} \frac{\partial^2 z}{\partial x^2} = 0,$$

$$\frac{\partial^2 W}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 W}{\partial y \partial z} \frac{\partial z}{\partial y} + \frac{\partial^2 W}{\partial y \partial z} \frac{\partial z}{\partial y} + \frac{\partial^2 W}{\partial z^2} \left( \frac{\partial z}{\partial y} \right)^2 + \frac{\partial W}{\partial z} \frac{\partial^2 z}{\partial y^2} = 0.$$

$$\frac{\partial^2 W}{\partial x \partial y} + \frac{\partial^2 W}{\partial z \partial x} \frac{\partial z}{\partial y} + \frac{\partial^2 W}{\partial z \partial y} \frac{\partial z}{\partial x} + \frac{\partial^2 W}{\partial z^2} \frac{\partial z}{\partial x} \frac{\partial z}{\partial y} + \frac{\partial W}{\partial z} \frac{\partial^2 z}{\partial x \partial y} = 0.$$

Вследствие ортогональности координата  $z$  не изменяется при изменении  $x$  и  $y$ , поэтому

$$\frac{\partial z}{\partial x} = \frac{\partial z}{\partial y} = 0.$$

Тогда

$$\frac{\partial^2 W}{\partial x^2} + \frac{\partial W}{\partial z} \frac{\partial^2 z}{\partial x^2} = 0, \quad \frac{\partial^2 W}{\partial y^2} + \frac{\partial W}{\partial z} \frac{\partial^2 z}{\partial y^2} = 0.$$

Откуда

$$r = \frac{\partial^2 z}{\partial x^2} = -\frac{1}{g} W_{xx},$$

$$q = \frac{\partial^2 z}{\partial y^2} = -\frac{1}{g} W_{yy},$$

$$s = \frac{\partial^2 z}{\partial x \partial y} = -\frac{1}{g} W_{xy}.$$

Подставляя значения  $r$ ,  $q$ ,  $s$  в уравнение (I.30), определим кривизну поверхности

$$\frac{1}{\rho_z} = -\frac{1}{g} (W_{xx} \cos^2 \alpha + W_{xy} \sin 2\alpha + W_{yy} \sin^2 \alpha). \quad (\text{I.32})$$

Рассмотрим сечения в меридиане и первом вертикале.

В первом случае  $\alpha = 0$ ,

$$\frac{1}{\rho_M} = -\frac{1}{g} W_{xx}. \quad (\text{I.33})$$

Во втором —  $\alpha = \frac{\pi}{2}$ ,

$$\frac{1}{\rho_N} = -\frac{1}{g} W_{yy}. \quad (\text{I.34})$$

Отсюда

$$W_{yy} - W_{xx} = W_{\Delta} = g \left( \frac{1}{\rho_M} - \frac{1}{\rho_N} \right), \quad (\text{I.35})$$

где  $\rho_M$  и  $\rho_N$  — радиусы кривизны в сечениях меридиана и первого вертикала.

Сечения в плоскости меридиана и первого вертикала называются главными нормальными сечениями поверхности. Разность вторых производных потенциала  $W_{\Delta}$  определяет разность кривизны двух главных нормальных сечений, т. е. отклонение поверхности от сферичности, а смешанная производная  $W_{xy}$  — направление главных нормальных сечений относительно произвольно выбранной системы осей  $xy$ .

По формуле (I.32) найдем два взаимно перпендикулярных сечения, проходящих под углами  $\alpha_0$  и  $\alpha_0 + \frac{\pi}{2}$  к оси  $x$ . Разность этих двух сечений будет

$$\frac{1}{\rho_{\alpha_0}} - \frac{1}{\rho_{\alpha_0 + \frac{\pi}{2}}} = \frac{1}{g} (W_{\Delta} \cos 2\alpha - 2W_{xy} \sin 2\alpha). \quad (\text{I.36})$$

Если в качестве сечений избраны главные сечения, разность (I.36) достигает экстремума и ее производная по  $\alpha$  обращается в нуль:

$$\frac{\partial \left( \frac{1}{\rho_{\alpha_0}} - \frac{1}{\rho_{\alpha_0 + \frac{\pi}{2}}} \right)}{\partial \alpha} = -\frac{1}{g} (W_{\Delta} 2 \sin 2\alpha + 4W_{xy} \cos 2\alpha) = 0,$$

откуда

$$\operatorname{tg} 2\alpha = -\frac{2W_{xy}}{W_{\Delta}}. \quad (\text{I.37})$$

## Глава II

# НОРМАЛЬНОЕ ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ И ФИГУРА ЗЕМЛИ

### § 1. ГЕОИД

Уравнение (I.19) в общем виде представляет семейство уровенных поверхностей, каждую из которых в отдельности можно получить, задавая определенное значение константе  $C$ . В частности, так можно построить уровенную поверхность, совпадающую с поверхностью некоторой идеальной Земли. Можно наметить путь такого вывода. Воспользуемся формулой для потенциала (I.9). Приравнявая потенциал  $C$ , получим семейство уровенных поверхностей

$$f \int \frac{dm}{r} + \frac{\omega^2}{2} \rho^2 = C.$$

Введем во втором члене (I.9) сферические координаты, имея в виду, что

$$\rho^2 = x^2 + y^2 = r^2 \cos^2 \varphi,$$

где  $r$  — геоцентрическое расстояние,

$$f \int \frac{dm}{r} + \frac{\omega^2}{2} r^2 \cos^2 \varphi = C. \quad (\text{II.1})$$

Выберем теперь  $C$  так, чтобы написанное уравнение соответствовало бы потенциалу идеальной Земли. Для этого достаточно получить совпадение поверхности (II.1) хотя бы в одной точке с поверхностью Земли. За такую точку примем произвольную точку экватора на уровне океана. Тогда

$$\varphi = 0, \quad r = a,$$

откуда

$$C = f \left[ \int \frac{dm}{r} \right]_{r=a} + \frac{\omega^2}{2} a^2.$$

Подставляя значение  $C$  в уравнение (I.9), получим

$$f \int \frac{dm}{r} + \frac{\omega^2}{2} \rho^2 = f \left[ \int \frac{dm}{r} \right]_{r=a} + \frac{\omega^2}{2} a^2, \quad (\text{II.2})$$

являющееся уравнением уровенной поверхности, такой, которая очень близка к поверхности Земли на уровне океана. Эта поверхность называется геоидом. Обычно подинтегральная функция левой части уравнения (II.2) разворачивается в бесконечный ряд и интегрируется почленно. Если в полученном ряде удерживать только члены порядка квадрата сжатия (первые три члена), то мы получим уравнение сфероида (поверхности, очень близкой к эллипсоиду).

Для того чтобы найти значения силы тяжести на поверхности построенного таким образом геоида, достаточно выполнить дифференцирование потенциала (I.9) по направлению нормали. Однако поскольку нормаль не входит в уравнение (I.9), дифференцирование ведется по радиусу. При этом допускается ошибка порядка квадрата сжатия. Радиус-вектор земного эллипсоида не отклоняется от нормали больше чем на  $11'$ , что соответствует ошибке в  $10^{-5}$ . Понятие геоида, как и уровенной поверхности, представляющей фигуру Земли, впервые было введено в 1873 г. немецким геодезистом Листингом. Слово «геоид» означает землеобразный, близкий по форме к Земле (гео — по гречески Земля). Оно образовано по аналогии с понятием сфероид, что означает тело, близкое по форме к сфере.

Под геоидом понимается уровенная поверхность, совпадающая на океанах с невозмущенным ветром и течениями уровнем воды и продолженная под континенты таким образом, что сила тяжести в любой точке этой поверхности направлена по нормали к ней. В силу этого свойства геоид является поверхностью равновесия. Ход геоида под континентами наглядно можно пояснить следующим образом: представим себе, что континенты прорезаны сетью сообщающихся каналов, таких тонких, что при их прорытии вынута бесконечно мало земли, так что сила тяжести от этого не изменялась. В то же время в них отсутствуют силы капиллярности и трения. Тогда вода океанов, распространившись по этим каналам, займет тот уровень, который и будет поверхностью геоида. Геоид проходит близко от общего земного эллипсоида, иной раз поднимаясь над ним, иной раз опускаясь под него, однако всюду остается выпуклым. На рис. 4 показан ход геоида над двухосным земным эллипсоидом по В. Каула.

Геоид был введен как следующее после земного эллипсоида приближение к истинной форме Земли. Однако это положение спорно.

Первым приближением в представлениях о фигуре Земли является представление ее в виде шара. Когда было обнаружено и доказано Ньютоном сжатие Земли, то Землю начали представлять в виде эллипсоида со сжатием  $\alpha = \frac{a-b}{a}$ , где  $a$ ,  $b$  — большая и малая полуоси земного эллипсоида. Современное значение сжатия  $1 : 298,26$ . Переход от шара к эллипсоиду был существенным приближением аппроксимирующей поверхности к истинной поверхности

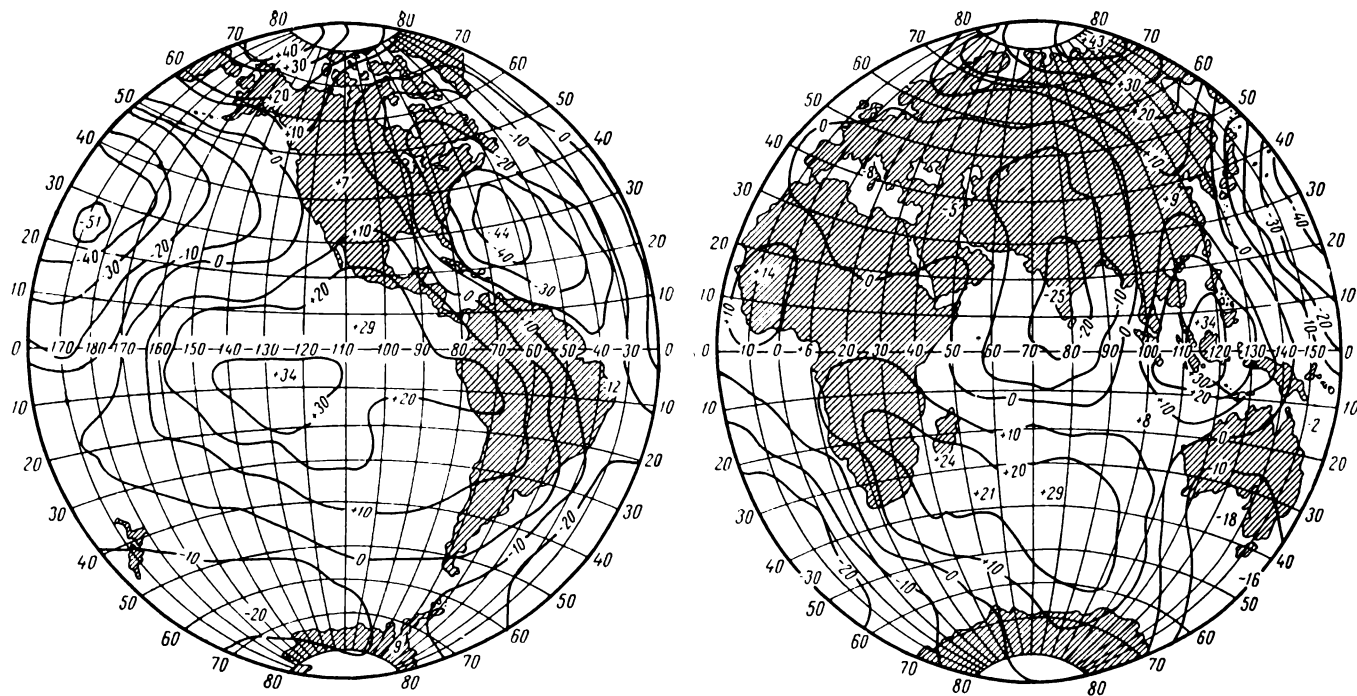


Рис. 4. Геонд по В. Каула.



Земли. В линейной мере это соответствовало приближению к правильной поверхности Земли на 20 км (разница между полярной и экваториальной полуосями). Теперь, когда Земля представляется эллипсоидом, при правильном ориентировании его в теле Земли наибольшие отклонения от истинной фигуры Земли определяются рельефом местности. Линейная мера этих отступлений составляет сотни метров, редко — единицы километров. Учет отступлений истинной фигуры Земли от идеальной — эллипсоида естественно считать следующим приближением в представлениях о фигуре Земли.

Введение геоида мало приближает нас к этой истинной фигуре Земли. Линейная мера отклонений геоида от эллипсоида составляет десятки метров и не превосходит 100 м. Поэтому отклонение геоида от истинной фигуры Земли составляет те же сотни метров, редко километры. Правда, на океанах геоид очень близок к физической поверхности Земли — уровню океана и почти совпадает с ней. Переход от эллипсоида к геоиду для суши не приводит к приближению следующего порядка и решает эту задачу только для океанов. В то же время геоид является фигурой неправильной. В отличие от эллипсоида для него нельзя написать простые геометрические соотношения, так что пользоваться поверхностью геоида при решении различных геодезических задач практически невозможно. Однако введение геоида имеет большой практический смысл. Во-первых, мы можем определить только отдельно высоты геоида над эллипсоидом и высоты физической поверхности Земли над геоидом. Нет метода определения высот физической поверхности непосредственно над эллипсоидом. Поэтому введение геоида как промежуточной поверхности позволяет с любой необходимой точностью решить редуцированную проблему и определить истинную фигуру Земли. Во-вторых, геоид является поверхностью, от которой ведется счет высот. Говорят, что высоты определяют относительно уровня моря. При этом подразумевается, что уровень всех морей одинаков и совпадает с поверхностью геоида. Это не точно. Уровни морей не одинаковы, и начало счета высот ведется относительно некоторой условной марки, обычно совпадающей со средним за много лет уровнем океана. Для СССР в качестве начала счета высот принимается отметка Кронштадтского футштока, проведенная по среднему уровню Балтийского моря.

Таким образом, с некоторой степенью приближения можно считать, что высоты отсчитываются от поверхности геоида.

В силу сказанного геоид является удобной поверхностью относимости для всех измеренных значений силы тяжести. В самом деле, измеренные на разных высотах значения силы тяжести трудно сравнивать между собой. Редуцируя их на поверхность геоида, они оказываются на одном уровне, и мы получаем возможность сопоставлять их одно с другим. К вопросу о сопоставимости наблюдаемых значений силы тяжести и выборе поверхности, к которой рационально относить их, мы еще вернемся. Заметим, что с точки зрения современной строгой теории геоид неопределим. Система высот, которые

получаются из геодезических измерений, строго и точно позволяет определить иную поверхность, названную М. С. Молоденским квазигеоидом. Однако с достаточной степенью точности для любых гравиразведочных работ можно считать эти поверхности совпадающими. На самом деле на океанах они совпадают, их различие на равнине составляет всего несколько сантиметров и только в горах оно может достигнуть полуметра.

Таким образом, впредь мы будем считать, что получаемые из нивелировок высоты являются превышением над уровнем геоида.

## § 2. ЗАВИСИМОСТЬ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ ОТ ШИРОТЫ ДЛЯ ИДЕАЛЬНОЙ ЗЕМЛИ. ТЕОРЕМА КЛЕРО

Как говорилось в предыдущем параграфе, из уравнения для геоида (II.2) можно получить значение силы тяжести. Так как в уравнение (II.2) входит широта места ( $\rho = r \cos \varphi$ ), то полученное значение силы тяжести будет зависеть от нее. Значит, можно построить теоретически уравнение, связывающее силу тяжести с широтой места.

Если при этом мы будем исходить из уравнения (II.2), в котором произведено разложение потенциала в ряд и удержаны члены порядка квадрата сжатия, то полученная зависимость между силой тяжести и широтой места будет относиться к фигуре Земли в виде сфероида или, с той же степенью точности, эллипсоида. Такая связь позволяет установить некоторое подчиненное простому закону изменение гравитационного поля на идеальной Земле, заданной в виде эллипсоида.

Впервые вывод зависимости силы тяжести от широты места был получен Клеро и им же установлена связь распределения силы тяжести со сжатием Земли. Эта зависимость получила название теоремы Клеро.

В 1743 г. появилась знаменитая «Теория фигуры Земли» Клеро. В своей работе ученый, исходя из закона всемирного тяготения, вывел основные соотношения, связывающие форму Земли с распределением силы тяжести на ней. Это соотношение представляется следующим уравнением:

$$g = g_e (1 + \beta \sin^2 \varphi - \beta' \sin^2 2\varphi), \quad (\text{II.3})$$

где

$$\beta = \frac{5}{2} q - \alpha; \quad \beta' = \frac{1}{8} \alpha^2 + \frac{1}{4} \alpha \beta; \quad (\text{II.4})$$

$g_e$  — так называемая экваториальная постоянная (сила тяжести на экваторе);  $\varphi$  — широта места;  $\alpha = \frac{a-b}{a}$  сжатие;  $a, b$  — большая и малая полуоси эллипсоида, представляющего Землю;  $q = \frac{\omega^2 a}{g_e}$  — отношение центробежной силы к силе тяжести.

В доказательстве Клеро сделано предположение, что Земля является телом вращения, мало отличным от сферы не только по форме, но и по распределению масс, т. е. что моменты инерции относительно любой оси, лежащей в плоскости экватора, равны.

Сама формула получена в виде бесконечного ряда, в котором отброшены малые члены. В дальнейшем ограничения относительно распределения масс были сняты в результате исследований Стокса. Исходя из теории Стокса, итальянские геодезисты Пицетти и Соммильяна нашли связь между формой поверхности и силой тяжести в замкнутом виде:

$$g = \frac{g_e a \cos^2 \varphi + g_p b \sin^2 \varphi}{\sqrt{a^2 \cos^2 \varphi + b^2 \sin^2 \varphi}}. \quad (\text{II.5})$$

Это так называемая формула Пицетти — Соммильяна. Раскладывая в ней знаменатель в ряд и отбрасывая члены высших порядков, можно прийти к формулам (II.3) и (II.4).

Уравнение (II.5) получено при единственном предположении, что форму Земли можно представить эллипсоидом вращения малого сжатия и что вне этого эллипсоида нет никаких масс. Если Землю представить трехосным эллипсоидом с малым экваториальным сжатием, то в формулу (II.3) добавится член, зависящий от долготы:

$$g = g_e [1 + \beta \sin^2 \varphi - \beta' \sin^2 2\varphi + \beta_1 \cos^2 \varphi \cos 2(\lambda - \lambda_0)]. \quad (\text{II.6})$$

Рассмотрим смысл экваториальной постоянной  $g_e$  и постоянной  $\beta$  в уравнении (II.3). Пусть  $g$  определено для экватора, тогда  $\varphi = 0$  и  $g = g_e$ .

Если  $g$  определено для полюса, где  $\varphi = \frac{\pi}{2}$ , то  $g_p = g_e (1 + \beta)$ . Откуда

$$\beta = \frac{g_p - g_e}{g_e} = \frac{5}{2} q - a, \quad (\text{II.7})$$

т. е.  $\beta$  — это отношение избытка силы тяжести на полюсе над силой тяжести на экваторе к последней.

Коэффициент второго порядка малости относительно сжатия характеризует сфероидичность Земли:

$$\beta' = \frac{5}{8} a q - \frac{1}{8} a^2.$$

Коэффициент второго порядка малости характеризует трехосность Земли  $\beta_1$ .

Эти уравнения лежат в основе теории фигуры Земли, так как позволяют по известным значениям ускорения силы тяжести получить сжатие Земли, а также устанавливают связь силы тяжести с широтой, а с помощью формулы (II.6) и с долготой места, т. е. устанавливают закон распределения силы тяжести на идеальной Земле.

### § 3. ФОРМУЛЫ НОРМАЛЬНОГО ЗНАЧЕНИЯ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ФИГУРЫ ЗЕМЛИ

Теорема Клеро позволяет определить сжатие Земли по известным значениям силы тяжести, а также вычислить теоретические значения силы тяжести для точек с известной широтой места. Для этого достаточно определить в формуле (II.3) или (II.6) коэффициенты с помощью наблюдений ускорения силы тяжести  $g$  в различных точках. Поскольку уравнение (II.3) имеет три неизвестных:  $g_e$ ,  $\beta$  и  $\beta'$ , то формально достаточно определить силу тяжести в трех произвольных точках с различными широтами  $\varphi$ , получаем три простых уравнения для нахождения трех искомых величин. Однако это было бы совершенно справедливо для идеальной Земли. Сила тяжести на истинной Земле подчиняется закону (II.3) только в первом приближении. В каждой данной точке сила тяжести может отклоняться от значения ее на идеальной Земле, вследствие особенности распределения масс и уклонения уровенной поверхности, представляющей Землю, от эллипсоида. Поэтому для того чтобы найти сжатие Земли и закон распределения силы тяжести, наилучшим образом соответствующие истинной Земле, определяют силу тяжести в большом числе точек, возможно равномернее распределенных по земной поверхности. Полученные значения подставляют в уравнение (II.3) или (II.6) и, решая по способу наименьших квадратов систему условных уравнений, находят значения  $g_e$ ,  $\beta$ ,  $\beta'$ , а для трехосного эллипсоида и  $\beta_1$  и  $\lambda_0$ .

Подставляя эти численные значения в формулу (II.3) или (II.6), получают закон распределения силы тяжести на земной поверхности, наилучшим образом представляющий истинное ее распределение. Конечно, это уравнение будет тем ближе к истине, чем подробнее изучено гравитационное поле Земли. Найденному таким образом уравнению с числовыми коэффициентами будет соответствовать вполне определенный эллипсоид со сжатием  $\alpha$ . Такая формула с числовыми коэффициентами, описывающая гравитационное поле Земли, называется формулой нормального распределения силы тяжести. Практически по гравитационному полю находят  $g_e$  и  $\beta$ , а  $\beta'$  обычно определяют по другим данным.

Формулы нормального распределения силы тяжести выводились многими авторами, но практическое применение нашли лишь две: формула Гельмерта (1901—1909 гг.) для эллипсоида вращения и формула Кассиниса 1930 г., принятая как международная. За последнее десятилетие было выполнено еще несколько выводов нормальной формулы, в частности И. Д. Жонголовичем в 1952 г., Гейсканенем в 1957 г. и др. Далее приводятся эти формулы с краткими пояснениями.

1. Формула нормальной силы тяжести Гельмерта 1901—1909 гг. получена по 1603 гравиметрическим станциям, разбитым на девять широтных зон, каждая из которых разделена на десятиградусные криволинейные трапеции. Из числа станций исключены станции,

расположенные на островах, вблизи берегов и на горах. Формула имеет вид <sup>1</sup>

$$\gamma = 978\,030 (1 \pm 0,005\,302 \sin^2 \varphi - 0,000\,007 \sin^2 2\varphi). \quad (\text{II.8})$$

Этой формуле соответствует эллипсоид относимости со сжатием  $\alpha = 1 : 298,2$ . Коэффициенты  $g_e$  и  $\beta$  найдены по гравиметрическим данным, а значение  $\beta' = 0,000\,007$  вычислено, основываясь на гипотезе Вихерта и Дарвина о внутреннем строении Земли. Из решения уравнений (II.3) этот коэффициент получается неуверенно. Имея в виду современную гравитационную изученность Земли, формула Гельмерта представляется слабо обоснованной и устаревшей. Тем не менее она широко применяется советскими гравиметристами ввиду двух основных обстоятельств: эллипсоид, описываемый этой формулой, имеет сжатие, почти совпадающее со сжатием эллипсоида Красовского ( $\alpha = 1 : 298,3$ ), который принят в качестве эллипсоида относимости для всех геодезических работ, выполняемых в СССР, и который, по-видимому, наилучшим образом представляет Землю для территории нашей страны. Переход на новую формулу громоздок и требует большой дополнительной работы.

2. Формула Гельмерта 1915 г. для трехосной Земли получена на основании 410 тщательно отобранных гравиметрических станций, расположенных в заведомо слабо аномальных областях.

$$\gamma = 978\,052 [1 \pm 0,005285 \sin^2 \varphi - 0,000007 \sin^2 2\varphi + 0,000018 \cos^2 \varphi \cos 2(\lambda \pm 17^\circ)]. \quad (\text{II.9})$$

Этой формуле соответствует трехосный эллипсоид со сжатиями

$$\alpha_1 = \frac{1}{295,1}, \quad \alpha_2 = \frac{1}{298,3}, \quad a_1 - a_2 = 230 \text{ м.}$$

Долгота большой оси экватора расположена на  $17^\circ$  к западу от Гринвича.

3. Формула Кассиниса принята как международная на Стокгольмском международном геодезическом конгрессе в 1930 г.

$$\gamma = 978\,049 (1 \pm 0,0052884 \sin^2 2\varphi - 0,0000059 \sin^2 2\varphi). \quad (\text{II.10})$$

В этой формуле по гравиметрическим данным получен лишь коэффициент  $g_e$ . Коэффициенты  $\beta$  и  $\beta'$  найдены по формуле (II.4) для международного геодезического сфероида со сжатием  $\alpha = 1 : 297,0$ .

4. Формула Жонголовича 1952 г. получена из обработки 26 000 гравиметрических пунктов, из которых были образованы средние значения для криволинейных трапеций, равных по площади трапеции под экватором со сторонами  $10^\circ$ . Вся Земля была разбита на 410 площадок, в 229 из которых имелись наблюдаемые значения силы тяжести. Представленное таким образом гравитационное поле разлагалось в ряд по сферическим функциям.

<sup>1</sup> Обычно нормальное значение силы тяжести обозначают через  $\gamma$ .

Таким путем И. Д. Жонголович получил следующие формулы нормальной силы тяжести:

для эллипсоида вращения

$$\gamma = 9\,780\,53,7 (1 \pm 0,0052\,837 \sin^2 \varphi - 0,0000\,059 \sin^2 2\varphi), \quad (\text{II.11})$$

$$\alpha = 1 : 296,6;$$

для трехосного эллипсоида

$$\gamma = 9\,780\,57,3 [1 \pm 0,005\,268 \sin^2 \varphi - 0,00000\,59 \sin^2 2\varphi \pm 0,0000\,155 \cos^2 \varphi \cos 2(\lambda \pm 6^\circ)], \quad (\text{II.12})$$

$$\alpha = 1 : 298,0.$$

5. Вывод формулы нормального значения силы тяжести дан Гейсканеном в 1957 г. При этом все гравиметрические наблюдения объединялись по площадкам со сторонами  $1 \times 1^\circ$ . Всего имелось гравиметрических данных по 6679 таким площадкам (Жонголович располагал характеристиками по 4378 таким площадкам). Средние аномалии по одноградусным площадкам объединялись в средние по площадкам со сторонами  $5 \times 5^\circ$ . Коэффициенты формулы (II.3) определялись из системы условных уравнений методом наименьших квадратов. Решение находилось для двух систем уравнений, представляющих одноградусные и пятиградусные площадки. Результаты в обоих случаях близки.

Приводим формулу Гейсканена для эллипсоида вращения, полученную в 1957 г., по пятиградусным площадкам:

$$\gamma = 9\,780\,49,7 [1 \pm 0,0052902 \sin^2 \varphi - 0,00000\,59 \sin^2 2\varphi], \quad (\text{II.13})$$

$$\alpha = 1 : 297,2.$$

Помимо формулы (II.13) были построены аналогичные формулы раздельно для северного и южного полушарий с долготным членом. Причем получено для направления наибольшего экваториального радиуса: для северного полушария  $10^\circ$  к западу от Гринвича и для южного полушария  $56^\circ$  к востоку.

Примерно в то же время и на том же материале Уотилой были вычислены параметры нормальной формулы Земли. Вывод получен путем решения системы условных уравнений, которые составлялись для средних значений аномалий силы тяжести в трапециях со сторонами  $1^\circ$  дуги под экватором. Получены формулы:

для двухосной Земли

$$\gamma = 9\,780\,49,6 (1 \pm 0,0052\,934 \sin^2 \varphi - 0,0000\,059 \sin^2 2\varphi),$$

$$\alpha = 1 : 297,4;$$

для трехосной Земли

$$\gamma = 9\,780\,51,6 [1 \pm 0,00529097 \sin^2 \varphi - 0,0000\,059 \sin^2 2\varphi \pm 0,0000\,106 \cos^2 \varphi \cos 2(\lambda \pm 6^\circ, 5)]. \quad (\text{II.14})$$

Утилой также решена задача отдельно для северного и южного полушарий, причем получено значительное расхождение в направлении большой экваториальной оси в северном и южном полушариях. Задача решена для аномалий силы тяжести с редукцией в свободном воздухе<sup>1</sup> и с изостатической редукцией (табл. 2).

Таблица 2

Основные параметры нормальной формулы по Утилы

Область использования аномалий	$\gamma_e$	$\beta \cdot 10^3$	$\alpha_{\max}^{-1}$	$\alpha_{\min}^{-1}$	$\lambda_0$
--------------------------------	------------	--------------------	----------------------	----------------------	-------------

Аномалии в свободном воздухе

Северное полушарие . . . . .	978 044,9	5,30294	297,4	299,0	3°, 5W
Южное полушарие . . . . .	0575	5,29041	296,5	297,7	79°, 5E
Вся Земля . . . . .	0480	5,29803	297,2	298,4	8°, 5W

Изостатические аномалии

Северное полушарие . . . . .	978 044,7	5,30307	297,5	299,0	7°, 0W
Южное полушарие . . . . .	0515	5,29455	296,6	298,3	84°, 5E
Вся Земля . . . . .	0455	5,30157	297,5	298,5	18°, 0W

В 1962 г. Утила уточнил свои результаты и получил нормальные формулы по аномалиям в свободном воздухе и по изостатическим:

$$\gamma = 9\,780\,47,8 (1 \pm 0,00\,529\,743 \sin^2 \varphi - 0,00\,000\,586 \sin^2 2\varphi),$$

$$\gamma = 9\,780\,45,1 (1 \pm 0,0\,053\,009 \sin^2 \varphi - 0,00\,000\,585 \sin^2 2\varphi).$$

Аналогично на существенно ином материале Н. П. Грушинский получил коэффициенты для формулы нормального значения силы тяжести для всей Земли и отдельно для северного и южного полушарий (табл. 3).

Таблица 3

Основные параметры нормальной формулы по Н. П. Грушинскому

Область земного шара	$\gamma_e$	$\beta \cdot 10^3$	$\alpha$
Северное полушарие . . . . .	978 050,1	0,0 052 889	1 : 297,1
Южное полушарие . . . . .	0571	52 905	297,2
Вся Земля . . . . .	0531	52 883	297,0

Обработка велась по осредненным значениям в пределах равноплощадных областей, равных площади 25 квадратных градусов над экватором. Было использовано 842 площадки, что составляет 51% покрытия гравиметрическими данными Земли. Выводы подтвердили асимметрию северного и южного полушарий, однако раз-

<sup>1</sup> О редукциях см. гл. III.

ница  $\lambda_0$  для полушарий здесь оказалась меньше ( $15^\circ$  W и  $25^\circ$  E). Для всей Земли значение  $\lambda_0$  оказалось близким к результатам, полученным Каула и Утилой.

За последнее время много внимания уделялось так называемой трехосности Земли. Рассматривая табл. 4, можно сделать вывод о неуверенности определения трехосности Земли. Направление наибольшей экваториальной оси в зависимости от использованного материала колеблется от  $38^\circ$  восточной долготы до  $25^\circ$  западной долготы, т. е. направление этой оси определяется с угловым разбросом в  $60^\circ$ . Вывод же Гейсканена, Утилы и других авторов об асимметрии двух полушарий еще более ставит под сомнение правомочность трактовки изменения экваториального радиуса Земли как трехосности. Естественнее считать непостоянство экваториального радиуса крупной волной геоида, имеющей к тому же различный ход в северном и южном полушариях.

Т а б л и ц а 4

Сравнительные данные о трехосности Земли

Автор	Год	Область земного шара	$a - b$	$\lambda_0$
По геодезическим определениям				
Гельмерт	1915	—	$230 \pm 51$	$17^\circ$ W
Беррот	1916	—	$150 \pm 58$	$10^\circ$ W
Гейсканен	1924	—	$345 \pm 38$	$18^\circ$ E
Гейсканен	1929	—	$165 \pm 57$	$38^\circ$ E
Хирвонен	1933	—	$139 \pm 16$	$19^\circ$ W
Изотов	1948	—	213	$15^\circ$ E
Красовский	1936	—	213	$10^\circ$ E
Гейсканен	1938	—	354	$25^\circ$ W
Гейсканен	1938	—	303	$3^\circ$ W
По гравиметрическим определениям				
Жонголович	1952	Вся Земля	—	$6^\circ$ W
Гейсканен	1957	То же	—	$6^\circ$ W
Гейсканен	1957	Северное полушарие	—	$10^\circ$ W
Гейсканен	1957	Южное полушарие	—	$56^\circ$ E
Утила	1959	Вся Земля	—	$8^\circ 30'$ W
Утила	1959	Северное полушарие	—	$3^\circ 30'$ W
Утила	1959	Южное полушарие	—	$79^\circ 30'$ E
Грушинский	1961	Вся Земля	—	$7^\circ$ E
Грушинский	1961	Северное полушарие	—	$15^\circ$ W
Грушинский	1961	Южное полушарие	—	$25^\circ$ E

За последние годы появился ряд интересных работ о фигуре Земли американского гравиметриста Каула. Так как он располагал при выводах значительно большим материалом, чем И. Д. Жонголович и Гейсканен, интересно привести построенную им схему высот геоида над двухосным земным эллипсоидом со сжатием  $1 : 298,3$  (рис. 4).



Из сравнения различных нормальных формул видно, что последняя формула Гейсканена почти совпадает с международной формулой. Формула Гельмерта 1901—1909 гг. имеет заниженные по сравнению с ними значения  $g_e$  и  $\alpha$ . Формула Жонголовича, наоборот, дает завышенные значения  $g_e$  и  $\alpha$ . Значения  $g_e$  и  $\alpha$ , полученные автором, лежат между значениями, найденными Гейсканеном и Жонголовичем.

При обработке гравиметрических наблюдений в настоящее время применяются формула Гельмерта 1901—1909 гг. и формула Кассиниса 1930 г. Переход от аномалий силы тяжести, полученных по одной из формул нормального значения силы тяжести к другой, весьма прост. В табл. 5 приведены поправки к аномалиям в формуле Гельмерта для перевода их в аномалии, полученные при пользовании формулой Кассиниса.

Таблица 5

Поправка для перехода от формулы Гельмерта  
1901—1909 гг. к формуле Кассиниса 1930 г.

Широта, град.	$\delta g$ , мг/г	Широта, град.	$\delta g$ , мг/г	Широта, град.	$\delta g$ , мг/г	Широта, град.	$\delta g$ , мг/г	Широта, град.	$\delta g$ , мг/г
1	—19,0	19	—18,1	37	—15,2	55	—11,1	73	—7,2
2	—19,0	20	—17,9	38	—15,0	56	—10,9	74	—7,1
3	—19,0	21	—17,8	39	—14,8	57	—10,6	75	—6,9
4	—19,0	22	—17,7	40	—14,6	58	—10,4	76	—6,8
5	—18,9	23	—17,6	41	—14,4	59	—10,1	77	—6,7
6	—18,9	24	—17,4	42	—14,2	60	—9,9	78	—6,5
7	—18,9	25	—17,3	43	—14,0	61	—9,7	79	—6,4
8	—18,8	26	—17,1	44	—13,7	62	—9,4	80	—6,3
9	—18,8	27	—17,0	45	—13,4	63	—9,2	81	—6,2
10	—18,7	28	—16,9	46	—13,2	64	—9,1	82	—6,1
11	—18,6	29	—16,6	47	—13,0	65	—8,8	83	—6,0
12	—18,6	30	—16,5	48	—12,8	66	—8,6	84	—6,0
13	—18,5	31	—16,4	49	—12,6	67	—8,3	85	—5,9
14	—18,4	32	—16,2	50	—12,3	68	—8,2	86	—5,9
15	—18,4	33	—16,0	51	—12,0	69	—7,9	87	—5,8
16	—18,3	34	—15,8	52	—11,8	70	—7,8	88	—5,8
17	—18,2	35	—15,6	53	—11,6	71	—7,6	89	—5,8
18	—18,1	36	—15,4	54	—11,4	72	—7,4	90	—5,8

Следует заметить, что при переходе от формулы Гельмерта к формуле Кассиниса в средних широтах все аномалии уменьшаются приблизительно на 12 мг/г. Таким образом, нулевая аномалия при изменении принятой формулы нормального распределения силы тяжести заметно смещается. Это лишний раз свидетельствует об относительности значения нулевых аномалий. На этом мы останавливаемся, поскольку при геологической интерпретации часто линиям нулевых аномалий приписывается особый тектонический смысл.

#### § 4. НОРМАЛЬНЫЕ ЗНАЧЕНИЯ ВТОРЫХ ПРОИЗВОДНЫХ ПОТЕНЦИАЛА СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

Так же как и для силы тяжести, для вторых производных потенциала можно получить нормальные значения, соответствующие вторым производным потенциала для некоторой идеальной Земли, сила тяжести на которой выражается одной из нормальных формул, а уровенная поверхность, представляющая Землю, является эллипсоидом вращения. Тогда:

- 1) главными сечениями будут сечения первого вертикала  $\rho_N$  и меридиана  $\rho_M$ . (Эти величины вычисляются в высшей геодезии);
- 2) ось  $x$  направлена по меридиану  $\alpha = 0$ ;
- 3)  $g = \gamma$ ;
- 4) удовлетворяется уравнение

$$g = g_e (1 + \beta \sin^2 \varphi). \quad (\text{II. 15})$$

При этих условиях нормальные значения вторых производных потенциала получим соответственно из уравнений:

(I.37)

$$W_{xy} = 0; \quad (\text{II. 16})$$

(I.35)

$$W_{\Delta} = \gamma \left( \frac{1}{\rho_M} - \frac{1}{\rho_N} \right); \quad (\text{II. 17})$$

(I.33)

$$W_{xx} = -\frac{\gamma}{\rho_M}; \quad (\text{II. 18})$$

(I.34)

$$W_{yy} = -\frac{\gamma}{\rho_N}. \quad (\text{II. 19})$$

Имея в виду, что  $dx = \rho_M d\varphi$ , из уравнений (I.28) и (II.15) найдем

$$W_{xz} = \frac{\partial g}{\partial x} = \frac{\partial g}{\rho_M \partial \varphi} = \frac{1}{\rho_M} g_e \beta \sin 2\varphi, \quad (\text{II. 20})$$

$$W_{yz} = \frac{\partial g}{\partial y} = \frac{\partial g}{\rho_N \cos \varphi \partial \lambda} = 0. \quad (\text{II. 21})$$

И, наконец, нормальное значение вертикального градиента силы тяжести  $W_{zz} = \frac{\partial g}{\partial z}$  находим из (I.26):

$$W_{zz} = 2\omega^2 - (W_{xx} + W_{yy}) = 2\omega^2 + \gamma \left( \frac{1}{\rho_M} + \frac{1}{\rho_N} \right). \quad (\text{II. 22})$$

Размерность вторых производных потенциала силы тяжести определяется отношением силы тяжести к расстоянию  $\frac{\partial g}{\partial s}$ .

За единицу изменения вторых производных силы тяжести принимается изменение силы тяжести, равное 1 гл на 1 см длины, или одному Галилео на 1 м.

$$\frac{[\text{см}]}{[\text{с}^2]} : [\text{см}] = \frac{1}{[\text{с}^2]}.$$

Это очень большое изменение гравитационного поля, не встречающееся в природе; поэтому в качестве практической единицы принята величина, равная  $10^{-9} \frac{1}{\text{с}^2}$  и получившая название этвеш.

Нормальное изменение гравитационного поля определяется нормальными значениями вторых производных силы тяжести в зависимости от широты. В табл. 6 приведены количественные величины нормальных значений горизонтального градиента в направлении меридиана  $W_{xz}$  и разности кривизны  $W_{\Delta}$  для средних широт.

Таблица 6

**Нормальные значения вторых производных силы тяжести**

φ, град	$W_{xz} \cdot 10^{-9}, \text{с}^{-2}$	$W_{\Delta} \cdot 10^{-9}, \text{с}^{-2}$	φ, град	$W_{xz} \cdot 10^{-9}, \text{с}^{-2}$	$W_{\Delta} \cdot 10^{-9}, \text{с}^{-2}$
35	-7,6	+6,9	55	-7,6	+3,4
40	-8,0	+6,0	60	-7,0	+2,6
45	-8,1	+5,1	65	-6,2	+1,8
50	-8,0	+4,2	70	-5,2	+1,2

## § 5. ИЗУЧЕНИЕ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ И ФИГУРЫ ЗЕМЛИ ПРИ ПОМОЩИ ИСКУССТВЕННЫХ СПУТНИКОВ

Появление искусственных спутников Земли дало гравиметристам новое средство изучения гравитационного поля и фигуры Земли. Двигаясь по законам небесной механики в поле тяготения Земли, искусственные спутники испытывают все влияния этого поля. Именно оно со всеми его аномалиями определяет характер движения искусственных спутников, которые являются как бы чувствительным элементом, реагирующим на все особенности поля. Таким образом по возмущениям движения спутника можно судить о гравитационном поле Земли и изучить характер его правильной части и отклонения от нее, т. е. аномалии.

Уже на первых порах использования искусственных спутников для изучения фигуры Земли было определено сжатие с точностью почти на два порядка более высокой, чем это удавалось сделать с помощью геодезических или гравиметрических измерений. Вскоре после этого были получены характеристики трехосности Земли и ее полярной асимметрии. Спутник будет двигаться по правильной эллиптической или круговой орбите, неизменно расположенной

в пространстве при условии, что притягивающее тело — Земля или планета — имеет правильную сферическую форму с правильным сферическим распределением масс и возбуждает однородное центральное гравитационное поле. Наличие у Земли экваториального вздутия (сжатие Земли) вызывает нарушения однородности гравитационного поля и тем самым нарушение в движении спутника. Сжатие Земли вызывает перемещение плоскости орбиты спутника вокруг земной оси со скоростью приблизительно  $10^\circ$  в сутки в направлении, обратном направлению движения самого спутника (так называемая прецессия). При этом наклон орбиты к экватору не изменяется

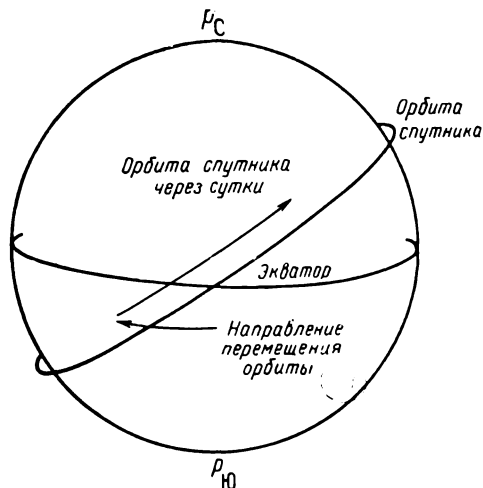


Рис. 5. Схема перемещения орбиты ИСЗ под влиянием эллиптичности Земли.

мущениям долготных вариаций орбит спутников удалось определить эллиптичность экватора. По данным искусственных спутников большая полуось экватора больше малой на 100 м. Неправильности движения спутников позволили заметить слабую грушеобразность Земли. Уровенная поверхность в южной полярной области примерно на 30 м ближе к центру, чем в Арктике. Ряд нарушений орбитального движения спутника вызывается другими отклонениями осредненной фигуры Земли от правильного эллипсоида. В результате наблюдений искусственных спутников Земли и вычисления их возмущений возможно построить схему осредненного геоида. На рис. 6 приведено одно из таких решений, выполненное М. Бурша.

Возмущения в движении спутников происходят вследствие неоднородностей гравитационного поля, в котором движется спутник. Поэтому так же как схему геоида можно построить и схему распределения гравитационных аномалий. Движение естественных спутников для Земли, например Луны, тоже возмущается влиянием

(рис. 5). Кроме того, сжатие Земли вызывает вращение большой полуоси эллипса орбиты в ее плоскости в прямом направлении для случая с малым наклонением  $i$  и в обратном — для орбит с большим наклонением. 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  $1 : 298,25$ . Это значит, что полярная ось Земли меньше экваториальной на 42,77 км. По воз-

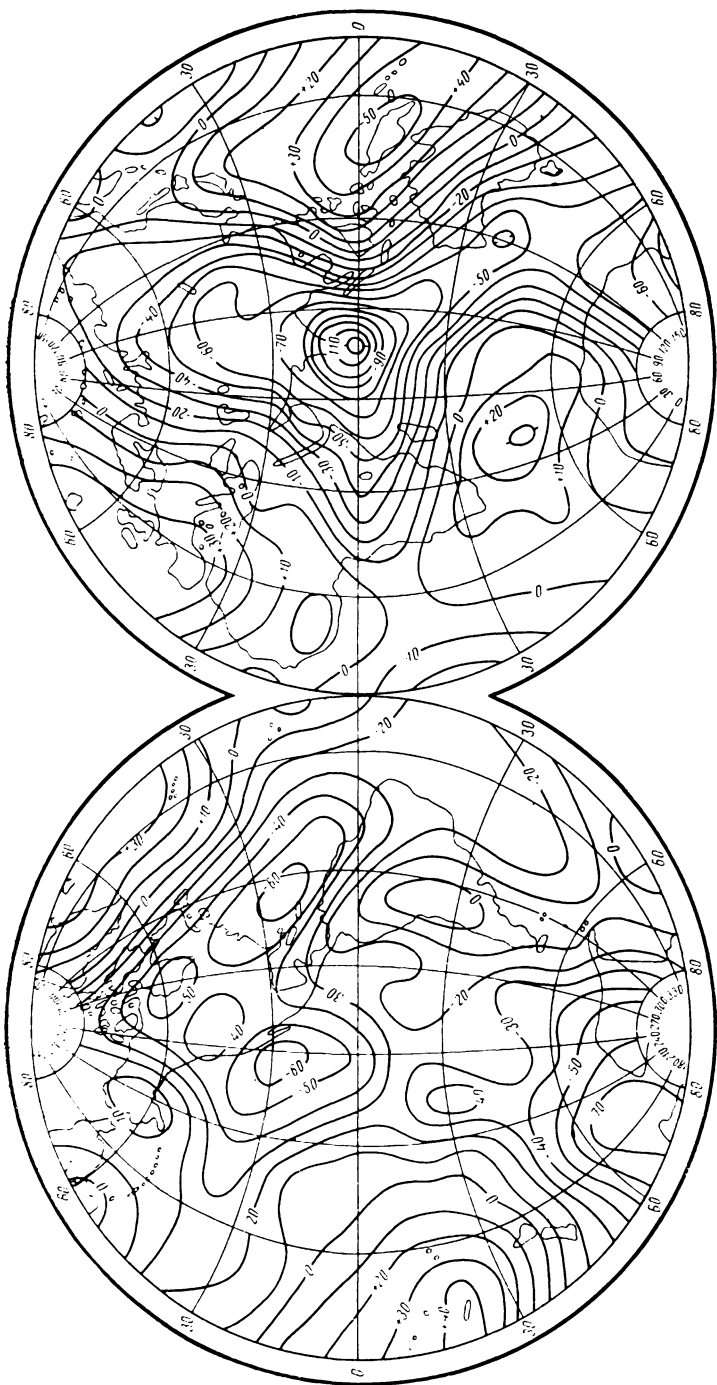


Рис. 6. Схема геоида по данным ИСЗ.

неоднородностей поля и по движениям Луны можно тоже получить основные параметры фигуры и гравитационного поля Земли. Однако, вследствие ее большой удаленности, точность результата оказывается низкой. Возможности изучения гравитационного поля по искусственным спутникам также ограничены низкими гармониками поля. Этим методом очень хорошо определяется сжатие, экваторпальная и полярная асимметрия и ряд крупных аномалий, осредненных на значительные области. Изучать мелкие аномалии этим способом нельзя, и в силу того, что спутник, двигаясь на значительной высоте, воспринимает некоторое осредненное интегральное влияние аномалий, не разрешая их детали, и во-вторых, в силу того, что вследствие значительной удаленности мелкие влияния сглаживаются и оказываются неощутимыми. Вследствие этого изучение гравитационного поля и фигуры Земли с помощью спутников не заменяет наземный гравиметрический, а дополняет его. Выгодно использовать оба способа, получая из наблюдений спутников так называемые низкие гармоники земного гравитационного поля, т. е. аномалии, распространяющиеся на большие области, а из гравиметрического — высокие гармоники поля или характеристики незначительных областей.

Сопоставляя значения сжатия и коэффициентов формул нормального значения силы тяжести, полученные различными авторами по гравиметрическим материалам и по наблюдениям искусственных спутников Земли, мы убеждаемся, что между ними существует заметное различие. Некоторые новые гравиметрические определения (например, определения Гейсканена) подтверждают значения сжатия  $\alpha$  и экваториальной постоянной  $g_e$ , принятые в международной формуле Кассиниса. В то же время значение  $\alpha$ , полученное по данным искусственных спутников, почти точно совпадает со значением  $\alpha$  по Гельмерту. Более поздние исследования Каула и других авторов подтверждают, что значение сжатия, полученное по гравиметрическим данным при их достаточной полноте, приближается к значению, определенному по данным искусственных спутников. Отмеченные нами расхождения величин  $\alpha$  и  $g_e$  объясняются недостаточной гравитационной изученностью Земли. Пока еще нельзя решить окончательно, какая из двух принятых формул (Гельмерта или Кассиниса) лучше. По-видимому, в недалеком будущем будет выведена и принята как международная новая формула, более обоснованная, чем все предыдущие. Пока же обработка всех гравиметрических наблюдений в СССР и некоторых странах Европы и Азии производится по формуле Гельмерта, в Америке и большинстве стран Европы — по международной формуле Кассиниса.

## § 6. ПРЕДСТАВЛЕНИЕ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ С ПОМОЩЬЮ РАЗЛОЖЕНИЯ ПО СФЕРИЧЕСКИМ ФУНКЦИЯМ

В последнее время принято представлять гравитационное поле Земли с помощью разложения по сферическим функциям. Сферическими функциями называется некоторая совокупность непрерыв-

ных функций полярного расстояния со степенными коэффициентами, определяемые соотношением

$$P_{nm}(x) = (1 - x^2)^{\frac{m}{2}} \frac{d^m P_n(x)}{dx^m}, \quad (\text{II.23})$$

где  $n$  и  $m$  — порядок соответствующего члена.

Всякая непрерывная функция, заданная на сфере, может быть представлена бесконечным рядом сферических функций возрастающего порядка. Члены такого ряда убывают так, что сумма членов после некоторого порядка становится пренебрежимо малой. В зависимости от требований решаемой задачи в разложении может быть оставлено то или иное количество членов, представляющих рассматриваемую функцию.

В нашем случае исследуемой функцией является потенциал или сила тяжести, заданные на сферической Земле, или даже аномалии силы тяжести.

Потенциал силы тяжести может быть представлен в виде разложения по сферическим функциям следующей формулой:

$$W = \frac{fM}{r} \left\{ 1 - \sum_{n=2}^{\infty} J_n \left( \frac{R}{r} \right)^n P_n(\sin \varphi) + \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=1}^n \left( \frac{R}{r} \right)^n P_{nm}(\sin \varphi) \times \right. \\ \left. \times [C_{nm} \cos m\lambda - S_{nm} \sin m\lambda] \right\} + \frac{\omega^2 r}{2} \cos^2 \varphi, \quad (\text{II.24})$$

где  $f$  — гравитационная постоянная;  $M$  — масса Земли;  $R$  — средний экваториальный радиус;  $r$  — геоцентрическое расстояние до исследуемой точки;  $P_n$  — сферическая функция порядка  $n$ ;  $\varphi$  — широта места;  $\lambda$  — долгота места;  $J_n$  — динамический параметр, характеризующий гравитационное поле и фигуру Земли;  $C_{nm}$  и  $S_{nm}$  — коэффициенты, выражающиеся через динамический параметр;

$$C_{nm} = J_{nm} \cos k\lambda_{nm}, \\ S_{nm} = J_{nm} \sin k\lambda_{nm}. \quad (\text{II.25})$$

Аномалии силы тяжести могут быть также представлены в виде разложения по сферическим функциям формулой

$$\Delta g = g_0 \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=0}^n (n-1) [C_{nm} \cos m\lambda + S_{nm} \sin m\lambda] P_{nm}(\sin \varphi), \quad (\text{II.26})$$

где  $g_0$  — среднее значение силы тяжести на поверхности геоида. Четные величины  $J_{nm}$  характеризуют симметричные относительно экватора изменения гравитационного поля. В частности,  $J_2$ , имеющее

порядок  $10^{-3}$ , характеризует сжатие и экваториальную постоянную и связано с ними соотношениями:

$$\alpha = \frac{3}{2} J_2 + \frac{1}{2} q + \frac{9}{8} J_2^2 - \frac{6}{28} J_2 q - \frac{11}{56} q^2, \quad (\text{II.27})$$

$$\gamma_e = \frac{fM}{R^2} \left( 1 + \frac{3}{2} J_2 - q + \frac{27}{8} J_2^2 + \frac{9}{4} J_2 q - \frac{9}{56} q^2 \right). \quad (\text{II.28})$$

Параметр  $J_2$  выражается через избыточную массу экваториального вадутня:

$$J_2 = \frac{B - A}{MR^2}, \quad (\text{II.29})$$

где  $B$  и  $A$  — моменты инерции Земли относительно полярной и экваториальной осей.

Параметры  $J_4, J_6, \dots, J_{2n}$  характеризуют симметричные относительно экватора и не зависящие от долготы вариации гравитационного поля и геоида. Это коэффициенты так называемых зональных гармоник гравитационного поля. Нечетные значения  $J_3, J_5, \dots, J_{2n+1}$  характеризуют также зональные гармоники, однако асимметричные относительно экватора.

Наконец, коэффициенты при присоединенных полиномах Лежандра  $J_{nm}$  при  $n = m$  связаны с долготным изменением гравитационного поля. Коэффициенты типа  $J_{nm}$  не зависят от широты и связаны только с долготой — это члены трехосности Земли, так называемые секториальные гармоники. Коэффициенты  $J_{nm}$  при  $n \neq m$ , так называемые тессеральные гармоники, характеризуют гравитационное поле в заданных индексами  $n$  и  $m$  областях Земли под разными широтами и долготами.

Величины  $J$  можно определить по наблюдениям возмущений в движении искусственных спутников Земли, происходящих от гравитационного поля, и в первую очередь по значению сжатия Земли. В табл. 7 приведены значения динамических зональных и секториальных характеристик  $J_{2n}, J_{2n+1}$ , полученные по наблюдениям ИСЗ Ю. Козан (два определения), Смитсоннианской Астрофизической обсерваторией (CAO).

Из табл. 7 видно, что параметр  $J_2$ , характеризующий сжатие Земли, определяется очень уверенно. Если принято  $J_2 = 1,08\,264 \times 10^{-3}$ ,  $R = 6\,378\,160$  м;  $fM = 398\,601 \cdot 10^9$  м<sup>3</sup>/с<sup>2</sup>,  $\omega = 0,000\,072\,921$  с<sup>-1</sup>, то получим значения экваториальной постоянной и сжатия:  $\gamma_e = 978,026$ ;  $\alpha = 1 : 298,258$ . Эти значения очень близки к соответствующим значениям нормальной формулы Гельмерта, которую целесообразно использовать. Однако при обработке морских гравиметрических данных пользуются формулой Кассиниса 1930 г. Это позволяет легко сопоставить результаты наблюдений, выполненных в различных странах.



**Значения динамических характеристик гравитационного  
поля Земли, полученные по наблюдениям ИСЗ**

Гармоника	Козии (1)	Козии (2)	САО
<b>Четные гармоники</b>			
$J_2$ . . . . .	$1082,645 \pm 6 \cdot 10^{-6}$	$1082,630 \pm 5 \cdot 10^{-6}$	$1082,639 \cdot 10^{-6}$
$J_4$ . . . . .	$-1,649 \pm 16$	$-1,627 \pm 18$	$-1,608$
$J_6$ . . . . .	$0,646 \pm 30$	$0,593 \pm 31$	$0,542$
$J_8$ . . . . .	$-0,270 \pm 50$	$-0,149 \pm 34$	$-0,128$
$J_{10}$ . . . . .	$-0,054 \pm 50$	$-0,155 \pm 45$	$-0,338$
$J_{12}$ . . . . .	$-0,357 \pm 44$	$0,294 \pm 49$	$+0,053$
$J_{14}$ . . . . .	$0,179 \pm 63$	—	$-0,174$
$J_{16}$ . . . . .	—	—	$0,449$
$J_{18}$ . . . . .	—	—	$-0,324$
$J_{20}$ . . . . .	—	—	$0,334$
<b>Нечетные гармоники</b>			
$J_3$ . . . . .	$-2,546 \pm 20$	$-2,559 \pm 11$	$-2,565$
$J_5$ . . . . .	$-0,210 \pm 25$	$-0,185 \pm 17$	$-0,174$
$J_7$ . . . . .	$-0,333 \pm 39$	$-0,376 \pm 22$	$-0,419$
$J_9$ . . . . .	$-0,053 \pm 60$	$-0,039 \pm 17$	$-0,022$
$J_{11}$ . . . . .	$0,302 \pm 35$	$0,296 \pm 35$	$0,176$
$J_{13}$ . . . . .	$-0,114 \pm 84$	—	$-0,146$
$J_{15}$ . . . . .	—	—	$-0,065$
$J_{17}$ . . . . .	—	—	$-0,052$
$J_{19}$ . . . . .	—	—	$-0,075$

В последнее время часто применяют формулы нормального значения силы тяжести в виде разложения по сферическим функциям:

$$g = A_{00} + A_{20}P_{20} + A_{40}P_{40}, \quad (\text{II.30})$$

$$g = A_{00} + A_{20}P_{20} + A_{40}P_{40} + A_{22}P_{22}. \quad (\text{II.31})$$

Формула (II.30) соответствует формуле нормальной силы тяжести без долготного члена (II.3). Член с  $P_{22}$  является долготным определяющим трехосность, а формула (II.31) с этим членом соответствует формуле вида (II.6). Переход от формул вида (II.3) и (II.6) к формулам в виде разложения по сферическим функциям осуществляется заменой в формулах (II.3) и (II.6) синусов и косинусов сферическими функциями:

$$\sin^2 \varphi = \frac{1}{3} + \frac{2}{3} P_{20}, \quad (\text{II.32})$$

$$\cos^2 \varphi = \frac{2}{3} - \frac{2}{3} P_{20}.$$

Коэффициенты  $A_{00}$ ,  $A_{20}$ ,  $A_{40}$ ,  $A_{22}$ ,  $B_{22}$ , выражаются через параметры  $\gamma_e$ ,  $\beta$ ,  $\alpha$ ,  $q$ ,  $\beta'$  и  $\beta_1$  с помощью формул

$$A_{00} = \gamma_e \left( 1 + \frac{1}{3} \beta - \frac{8}{15} \beta' - \frac{1}{3} \beta_1 \right), \quad (\text{II.33})$$

$$A_{20} = \gamma_e \left( \frac{2}{3} \beta - \frac{8}{21} \beta' - \frac{1}{3} \beta_1 \right), \quad (\text{II.34})$$

$$A_{40} = \gamma_e \frac{32}{35} \beta', \quad (\text{II.35})$$

$$A_{22} = \gamma_e \frac{1}{6} \beta_1 \cos 2\lambda_0, \quad (\text{II.36})$$

$$B_{22} = \gamma_e \frac{1}{6} \beta_1 \sin 2\lambda_0. \quad (\text{II.37})$$

Здесь  $\beta_1$  — параметр, характеризующий трехосность,  $\beta_1 = \alpha_1 - \frac{19}{7} q\alpha_1$ , где  $\alpha_1$  — сжатие экваториального эллипса в трехосном эллипсоиде.

В случае двухосного эллипсоида, который обычно и принимается при обработке гравиметрических данных, формулы упрощаются:  $A_{22} = B_{22}$  обращаются в нуль, тогда

$$A_{00} = \gamma_e \left( 1 + \frac{1}{3} \beta - \frac{8}{15} \beta' \right), \quad (\text{II.38})$$

$$A_{20} = \gamma_e \left( \frac{2}{3} \beta - \frac{8}{24} \beta' \right), \quad (\text{II.39})$$

$$A_{40} = \gamma_e \frac{32}{35} \beta'. \quad (\text{II.40})$$

Для перехода от формул, выраженных в виде разложения по сферическим функциям, к тригонометрическим функциям имеем соотношения:

$$\gamma_e = A_{00} - \frac{1}{2} A_{20} + \frac{3}{8} A_{40}, \quad (\text{II.41})$$

$$\beta = \left( \frac{3}{2} A_{20} + \frac{5}{8} A_{40} \right) \frac{1}{\gamma_e}. \quad (\text{II.42})$$

Формула нормального значения силы тяжести Кассиниса, записанная в виде разложения по сферическим функциям, имеет следующий вид:

$$\gamma = 979\,770,04 + 3446,01 P_{20} + 5,26 P_{40}. \quad (\text{II.43})$$

$$P_{20} = \frac{3}{2} \left( \sin^2 \varphi - \frac{1}{3} \right),$$

$$P_{40} = \frac{3}{8} \left( 1 - 10 \sin^2 \varphi + \frac{35}{3} \sin^4 \varphi \right),$$

где численные коэффициенты пересчитаны из соответствующих коэффициентов формулы Кассиниса.

## § 7. АНОМАЛИИ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

Аномалией силы тяжести называется разность наблюдаемого ускорения силы тяжести  $g_0$ , отнесенного к некоторой поверхности сравнения, и теоретического  $\gamma_0$ , полученного по формуле нормального значения силы тяжести, т. е.

$$\Delta g = g_0 - \gamma_0. \quad (\text{II.44})$$

Аномалии силы тяжести характеризуют отклонение истинного значения ее в данной точке от теоретического, рассчитанного с помощью формулы нормального значения силы тяжести и соответствующих редукций. Соответствующие редукции позволяют значение силы тяжести, наблюдаемое на физической поверхности Земли, привести к некоторой общей поверхности сравнения, например к уровню моря. (О выборе редукций см. гл. III). Аномалия получает название в зависимости от метода редукции, примененного при ее вычислении. Наиболее употребительны а н о м а л и и в с в о б о д н о м в о з д у х е, часто называемые не совсем точно аномалиями Фая, в которых выполнено приведение только за высоту точки наблюдения; а н о м а л и и Б у г е, где учтено также влияние промежуточных масс между точкой наблюдений и поверхностью относимости, и и з о с т а т и ч е с к и е, в которых учтено влияние рельефа и предполагаемых изменений плотности в соответствии с теорией изостазии.

Если нормальное распределение силы тяжести соответствует некоторой правильной фигуре Земли в виде эллипсоида вращения или трехосного эллипсоида и характеризует его сжатие, то аномалии силы тяжести характеризуют отклонение уровенной поверхности, представляющей истинную Землю, например геоида, от нормального эллипсоида. По аномалиям силы тяжести можно построить фигуру геоида. Метод решения такой задачи был предложен Стоксом, который установил зависимость высоты геоида с аномалиями силы тяжести:

$$\zeta = \frac{1}{2\pi\gamma R} \int_s \Delta g S(\psi) ds,$$

где  $\zeta$  — высота геоида в исследуемой точке;  $R$  — средний радиус Земли;  $\Delta g$  — аномалия силы тяжести;  $S(\psi)$  — некоторая непрерывная функция полярного расстояния  $\psi$  от исследуемой точки до элемента интегрирования.

Интегрирование ведется по всей земной поверхности, принимаемой за сферу. Для того чтобы воспользоваться этой формулой, необходимо знать аномалии силы тяжести на всей поверхности Земли.

Аномалии силы тяжести, тождественны аномалиям притяжения, так как центробежная сила, будучи непрерывной и однозначной функцией расстояния от оси вращения, изменяется только по нормальному закону.

Таким образом, аномалии силы тяжести возникают вследствие неоднородности распределения плотностей в Земле, в частности в ее верхних частях, так называемой земной коре. Аномалии силы тяжести отражают поэтому внутреннее строение Земли и в первую очередь строение ее верхних этажей. Они указывают на наличие тех или иных геологических структур, связанных с дислокацией пород различных плотностей. Это позволяет использовать аномалии силы тяжести для изучения внутреннего строения Земли.

## Глава III

### РЕДУКЦИИ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

#### § 1. СМЫСЛ ВВЕДЕНИЯ РЕДУКЦИЙ

Определение силы тяжести обычно производят на физической поверхности Земли, в некоторых случаях под землей (в шахте, в скважине), иной раз под водой. Наблюдаемые значения в том виде, как их получают, не сопоставимы между собой и по ним нельзя судить о распределении масс, что является основной целью гравитационной разведки. Наблюдаемые значения силы тяжести зависят в первую очередь от положения точки на земной поверхности — координат и высоты, в меньшей степени от рельефа окружающей местности и распределения плотностей в земле.

Для того чтобы выделить из наблюдаемых значений силы тяжести ту часть, которая зависит от интересующих нас изменений плотностей, удобно наблюдаемые значения разделить на некоторую правильно изменяющуюся часть — нормальные значения силы тяжести, отражающие фигуру некоторой идеальной Земли, и аномалии силы тяжести, отражающие внутреннее строение верхних частей Земли. Правильно изменяющуюся часть значений силы тяжести нам дают нормальные формулы, которые позволяют вычислить силу тяжести любой точки некоторой идеальной Земли, представленной поверхностью эллипсоида малого сжатия и имеющей некоторое правильное распределение масс.

Аномалию силы тяжести мы получим, если из наблюдаемого, истинного значения силы тяжести вычтем нормальное значение, полученное для идеальной Земли:

$$\Delta g = g - \gamma.$$

Однако истинное значение силы тяжести мы наблюдаем на физической поверхности Земли в точке  $A$  (см. рис. 7), тогда как нормальное значение задается в точке  $B'$  для поверхности эллипсоида. Чтобы получить аномалию силы тяжести, необходимо сделать приведение или наблюдаемого значения силы тяжести к поверхности эллипсоида, или, наоборот, нормального значения силы тяжести,

известного на эллипсоиде, к точке наблюдения. Такая операция называется приведением силы тяжести или редуцированием, а поправки, которые при этом надо добавлять к силе тяжести, называются редукциями, реже — приведениями силы тяжести. Практически безразлично редуцировать ли наблюденное значение силы тяжести на эллипсоид и на нем сравнивать его с нормальным значением и образовывать аномалию или, наоборот, нормальное значение приводить к физической поверхности Земли и на ней образовывать аномалию. Оба пути требуют знания геодезических высот, т. е. расстояний  $AB'$  точек физической поверхности Земли от эллипсоида, для которого определено нормальное поле и закон изменения в одном случае истинного значения силы тяжести на пути между точками  $A$  и  $B'$ , в другом — нормального.

Изменение истинного значения силы тяжести на пути  $AB'$  неизвестно, так как неизвестно распределение масс в Земле, от которого зависит изменение истинного значения силы тяжести. Поэтому точное редуцирование истинного значения силы тяжести от точки  $A$  к  $B'$ , строго говоря, невозможно.

Изменение нормального поля силы тяжести с изменением высоты известно. Закон этого изменения будет выведен в настоящей главе. Поэтому, строго говоря, правильно осуществлять редуцирование именно нормального значения силы тяжести от нормального эллипсоида к точкам физической поверхности Земли. Такая интерпретация редуцирования удобнее и для последующих выводов связей аномалий с различными геологическими факторами.

Заметим далее, что нивелировки не дают высот над эллипсоидом. С достаточной для наших выводов точностью можно считать, что нивелировки дают высоты  $AB$  над геоидом (над уровнем моря). Следовательно, и редуцирование наблюденного значения силы тяжести можно производить не на эллипсоид, а на геоид.

Если осуществлять приведения к физической поверхности Земли, то нормальное значение силы тяжести, известное для эллипсоида, можно привести к точке  $A'$ , расположенной на высоте  $H$  над эллипсоидом. При образовании аномалии  $\Delta g = g - \gamma$  мы имеем величины  $g$  и  $\gamma$ , отнесенные к различным поверхностям. Аномалии, образованные как разности между наблюденными значениями силы тяжести на поверхности Земли и нормальными, приведенными к точкам  $A'$ , отстоящим на величину  $\zeta$  от физической поверхности Земли, называются смешанными аномалиями. Величина этих аномалий зависит от плотностей неоднородности масс, составляющих землю, в первую очередь земную кору, и от высот  $\zeta$ , равных высотам геоида над эллипсоидом. Поэтому по аномалиям силы тяжести, известным на всей поверхности Земли, можно определить высоты геоида над эллипсоидом. Решение этой задачи рассматривается в теории фигуры Земли. При использовании гравиметрии в геологоразведочных целях рассматривают связь аномалий с плотностными неоднородностями. В этом случае зависимость аномалий от высот геоида или считают несущественной, или ее учитывают в виде небольших поправок.

Вследствие малого и очень плавного изменения высот геоида поправка за их влияние от точки к точке меняется очень незначительно и практически для не очень больших областей эту поправку можно считать постоянной. Однако для гравитационного поля больших территорий (континентов) такие поправки следует учитывать. Так, при переходе от Европейской части СССР к Азиатской величина этой поправки может измениться на 30 мгл.

Будем рассматривать аномалии, образованные для физической поверхности Земли. Тогда  $\gamma$  будет отнесено к уровенной поверхности, проходящей через точку  $A'$ , отстоящую на расстояние  $\zeta$  от физической поверхности Земли (рис. 7),  $g$  — к физической поверхности Земли. Для того чтобы образовать аномалию, надо уметь пересчитывать значение  $\gamma$ , данное в таблицах или выраженное формулой для поверхности эллипсоида (точка  $B'$ ), на высоту  $H$  к точке  $A'$ . Такой пересчет, который мы назвали редуцированием силы тяжести, может быть произведен с помощью простой формулы, связывающей изменение силы тяжести с изменением высоты. При этом не принимается во внимание наличие масс между точками  $A'$  и  $B'$ , поскольку нормальное гравитационное поле рассчитано для земного эллипсоида, за поверхностью которого нет никаких масс.

Таким образом, при этой редукции можно считать, что точки  $A'$  и  $B'$  различаются между собой только по высоте. Зависимость силы тяжести от высоты хорошо известна и поправка, которую надо внести в нормальное значение  $\gamma$  в точке  $B'$  для переноса ее в  $A'$ , получается простым умножением  $A'B' = AB$  на некоторый коэффициент, равный 0,3086. Такая редукция получила название *редукции в свободном воздухе*. Строго говоря, в качестве редукции в свободном воздухе Фай рассматривал не перенос нормального значения силы тяжести от эллипсоида к физической поверхности Земли, а, наоборот, перенос наблюдаемого на физической поверхности Земли значения  $g$  к поверхности геоида. При этом пренебрегалось влиянием находящихся между точкой наблюдения и точкой переноса масс, поэтому название редукция в свободном воздухе неточно. Лучше было бы говорить о редукции в пустоте, однако нет смысла изменять установившийся, хотя и не вполне точный, термин. Редукцию в свободном воздухе принято также называть *редукцией Фая*. Однако Фаеи применялась редукция более сложная, состоящая из редукции в свободном воздухе и поправки за влияние рельефа местности. Именно такая редукция и называется редукцией Фая. Для равнинных районов, где поправка за влияние рельефа ничтожна и практически никогда не вводится, редукция Фая и редукция в свободном воздухе совпадают. Это и привело к смешению терминологии.

Для выполнения любых других редукций вводятся различные дополнительные поправки, связанные с различными предположениями относительно внешних или внутренних масс и учетом влияния этих масс. В зависимости от того, какая редукция применена при образовании аномалии силы тяжести, последняя получает название по

типу соответствующей редукции — аномалия в свободном воздухе, аномалия Фая, аномалия Прея, Буге и др.

В общем случае аномалия силы тяжести может быть записана в виде

$$\Delta g = g_n - \gamma_0 + 0,3086H + \delta g,$$

где  $g_n$  — наблюдаемое значение силы тяжести;  $\gamma_0$  — нормальное значение силы тяжести на эллипсоиде;  $0,3086H$  — редукция за высоту;  $\delta g$  — поправка, определяющая характер редукции.

В геодезической гравиметрии, где изучается форма Земли при фактически существующем распределении масс, редукция за высоту является единственно необходимой и дозволенной<sup>1</sup>. Все другие здесь перечисленные поправки ведут к нарушению основных условий теории фигуры Земли, например к нарушению общей массы Земли или появлению масс над геоидом. При использовании аномалий для геологических толкований такие нарушения не страшны. В этом случае выгодно попытаться выделить гравитационный эффект плотностных различий горных пород, освободив аномалии от проявления всех других факторов, непосредственно не связанных с геологическим строением местности. Для этого необходимо исключить все влияния, затемняющие интересующие нас эффекты, например влияние масс, создающих рельеф местности (так называемая топографическая поправка), влияние толщи коры между точкой наблюдения и геоидом в предположении однородности этих масс в данной области (поправка за промежуточный слой или Буге и др.).

Введение первой из этих поправок во всех случаях является бесспорным. Она не вводится лишь для равнинных и слабо всхолмленных местностей, где ее величины ничтожны. При геологической интерпретации гравиметрических данных наиболее широко применяется редукция Буге, складывающаяся из редукции в свободном воздухе и поправки за промежуточный слой. При наличии в изучаемом районе ярко выраженных форм рельефа местности к поправке за промежуточный слой должна быть добавлена поправка за рельеф близлежащих областей. Такую редукцию часто называют также неполной топографической редукцией в отличие от полной топографической редукции, когда учитывается влияние масс, складывающих рельеф местности по всей Земле.

В большинстве случаев гравиметрические съемки ведутся в равнинных или слабо всхолмленных областях. Тогда чистая редукция Буге практически не отличается от неполной топографической редукции. Поэтому принято не различать эти обе редукции. Аномалии силы тяжести, образованные при помощи редукции Буге, называют аномалиями Буге. Это наиболее широко применяемые в гравитационной разведке аномалии. Большинство гравиметрических карт, составляемых с целью геологической интерпретации, строится по аномалиям Буге.

<sup>1</sup> Возможно применение также изостатической редукции. О ней сказано в гл. XII.

Реже применяется редукция Шрея, однако она необходима при морских подводных наблюдениях, когда требуется перенести силу тяжести на поверхность моря с учетом масс, под которыми производилось наблюдение. Эта редукция заключается во введении поправки, переносящей притяжение слоя, расположенного над точкой, в притяжение слоя, расположенного под ней. Эта поправка равна удвоенному притяжению промежуточного слоя.

Существует также большое число других редукций или поправок наблюдаемых значений силы тяжести, направленных на ослабление или снятие гравитационного эффекта, вызванного известной или предполагаемой неоднородностью земной коры. Эти редукции дают возможность исключить или ослабить влияние составляющих аномального гравитационного поля, вызванных рельефом, изменениями плотностей и т.п., и тем самым более четко выявить составляющие, связанные с неизвестными нам искомыми плотностными неоднородностями. Например, можно придумать редукции, снимающие влияние, обусловленное особенностями глубинного строения земной коры, если эти особенности известны, или рельефом, или петрографическим составом кристаллического фундамента, или особенностями строения осадочного комплекса. По существу эти редукции представляют одну из форм количественной геологической интерпретации гравиметрических данных, применяемую для учета влияния известных факторов, создающих аномальное гравитационное поле.

## § 2. РЕДУКЦИЯ В СВОБОДНОМ ВОЗДУХЕ

Редукция в свободном воздухе состоит в приведении нормального значения силы тяжести при образовании аномалии к точке наблюдения. Если известны высоты над уровнем моря  $H$  и высоты геоида  $\zeta$ , то такое редуцирование к точке наблюдения может быть выполнено точно, например, от точки  $B'$  к точке  $A$  (рис. 7). Обычно высоты геоида не известны и редуцирование ведется от точки  $B'$  к точке  $A'$  на высоту  $H$  (рис. 7).

Будем рассматривать Землю в виде шара и допустим, что сила тяжести, известная на поверхности шара, должна быть перенесена, редуцирована на высоту  $H$  над поверхностью шара.

Притяжение шара, действующее на точку, расположенную на его поверхности, будет

$$\gamma_0 = -f \frac{M}{R^2}.$$

Притяжение, действующее на точку, расположенную на высоте  $H$  над поверхностью шара, будет

$$\gamma = -f \frac{M}{(R + H)^2}.$$



Таким образом, имеем изменение силы тяжести при переходе от точки, расположенной на шарообразной Земле, к точке, расположенной на высоте  $H$  над Землей,

$$\begin{aligned}\delta g = \gamma - \gamma_0 &= -f \frac{M}{R^2} + f \frac{M}{(R+H)^2} = -fM \left[ \frac{1}{R^2} - \frac{1}{(R+H)^2} \right] = \\ &= -\frac{fM}{R^2} \left[ 1 - \frac{1}{\left(1 + \frac{H}{R}\right)^2} \right].\end{aligned}$$

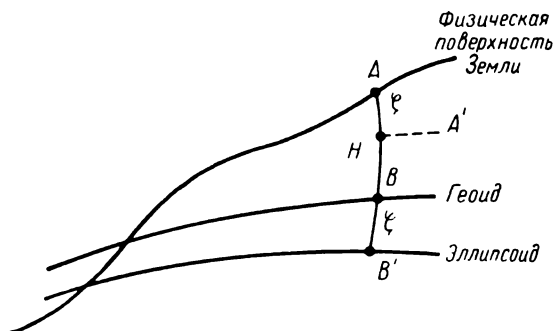


Рис. 7. Схема размещения поверхностей при редуцировании силы тяжести.

Развертывая знаменатель дроби в квадратной скобке по формуле бинома Ньютона и отбрасывая члены, содержащие  $\left(\frac{H}{R}\right)^2$ , получим

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

Если подставить средние для всей Земли значения  $\gamma_{\text{ср}} = 979,77$  и  $R_{\text{ср}} = 6371,2$  км, получим

$$\delta g = -2 \frac{\gamma}{R} H = -0,3086H. \quad (\text{III.1})$$

При выводе сделаны следующие упрощения.

1. Земля рассматривается как шар. Само отличие земли от шара имеет порядок сжатия. Эффекты, происходящие от этого отличия при редукции силы тяжести, имеют по сравнению со сжатием второй порядок малости, т. е. сжатия в квадрате.

2. Отбрасывая члены  $(H/R)^2$ , вносим ошибку третьего порядка малости, т. е. сжатие в кубе или даже меньше.

3. Пренебрегают изменением центробежной силы. Составляющая центробежной силы в максимуме имеет порядок сжатия. Ее максимальное изменение будет

$$\delta P = \omega^2 (H + R) - \omega^2 R = \omega^2 H,$$

т. е. оно более чем на порядок меньше самой силы. Таким образом, всеми этими эффектами можно спокойно пренебречь при редуцировании силы тяжести в приземном слое.

Формула (III.4) представляет нормальный вертикальный градиент силы тяжести, т. е. нормальное изменение силы тяжести с высотой. В каждой точке, в которой произведено наблюдение силы тяжести и должна быть получена аномалия, требуется определить нормальное значение силы тяжести  $\gamma$ , редуцированное на высоту  $H$ , т. е. к точке наблюдений. Это редуцирование выполняется по формуле (III.4). Значение нормальной силы тяжести  $\gamma_n$  на высоте  $H$  определим, если к нормальному значению  $\gamma_0$  на эллипсоиде добавим редукцию в свободном воздухе,

$$\gamma_n = \gamma_0 - 2 \frac{\gamma_0}{R} H = \gamma_0 - 0,3086H.$$

Теперь можем написать формулу для вычисления аномалий силы тяжести в свободном воздухе как разность наблюдаемого и редуцированного к точке наблюдения нормального значения силы тяжести:

$$\Delta g_{\text{св. в}} = g_n - \gamma_n = g_n - \gamma_0 + 2 \frac{\gamma_0}{R} H, \quad (\text{III.2})$$

или

$$\Delta g_{\text{св. в}} = g_n - \gamma_0 + 0,3086H.$$

При введении редукции в свободном воздухе на массы, лежащие между уровнями точки наблюдения и поверхностью эллипсоида относимости, для которой дано нормальное значение силы тяжести, не обращается внимания. Нормальное значение силы тяжести  $\gamma_0$  редуцируется к точке наблюдения так, как будто между уровнями задания  $\gamma_0$  и приведения находится пустота. На самом деле здесь имеются массы, причем слой их тем толще, чем выше расположена точка наблюдения. Наличие таких масс увеличивает наблюдаемое значение силы тяжести  $g$ . При редукции же нормального значения  $\gamma$  мы этот эффект не учитываем, поэтому увеличивается разность  $g - \gamma$ , т. е. аномалия. Этот эффект особенно ощутим в горах, где аномалия в свободном воздухе для пунктов, расположенных на вершинах, всегда больше аномалий для пунктов, находящихся в долинах. Таким образом, аномалии в свободном воздухе находятся в тесной зависимости от высоты расположения наблюдаемых точек. Это обстоятельство делает их малопригодными при геологической интерпретации гравитационных полей на континентах. Кроме того, притяжение всего слоя масс, расположенного между точкой наблюдения и геондом, создает переменный в зависимости от высоты фон, осложняющий выделение аномальных масс.

Таким образом, аномалии силы тяжести с редукцией в свободном воздухе отображают, с одной стороны, плотностную неоднородность горных пород под точками наблюдений, с другой, — влияние внешних масс, обусловленных различиями высот точек наблюдений над уровнем моря. При этом численное значение второго из

названных факторов прямо пропорционально высоте точки наблюдения над уровнем моря и может достигать десятков миллигал, т. е. в ряде случаев значительно превосходит гравитационный эффект, вызванный плотностной неоднородностью внутри земной коры. Поэтому в местностях с большими изменениями рельефа, например в несколько сотен метров, аномалии, связанные с различиями высот точек наблюдений, сильно искажают или полностью перекрывают и затушевывают гравитационный эффект плотностной неоднородности земной коры.

В качестве примера представим соляной шток, прорывающий более плотные породы и возвышающийся над ними на высоту  $H$  (рис. 8). Аномалия в свободном воздухе в точке  $A$ , расположенной на вершине этого штока, определяется отрицательным влиянием

дефекта масс, существующего ниже уровня вмещающих пород, и положительным влиянием дополнительных масс, выступающих над их уровнем. Наличие пород меньшей плотности, чем вмещающие, вызовет в точке  $A$  уменьшение силы тяжести, а вместе с тем и уменьшение аномалии. Кроме того, наличие выступающих масс выше уровня моря вызовет увеличение аномалии. Эти эффекты в зависимости от расположения масс и разности плотностей могут привести как к минимуму, так и к максимуму аномалий над штоком. Когда породы меньшей плотности не выступают над уровнем вмещающих пород, наблюдается минимум аномалий силы тяжести. Таким образом, гравитационный эффект структур может оказаться различным в зависимости от высот расположения гравиметрических определений, степени поднятия аномальных масс и соотношения плотностей.

В аномалиях в свободном воздухе эффект различий плотностей и, следовательно, условий пространственного размещения различных комплексов горных пород искажается и затушевывается гравитационным эффектом поверхностного рельефа, и вследствие этого аномалию силы тяжести с редукцией в свободном воздухе нельзя безоговорочно использовать для геологической интерпретации. Исключением из этого являются только данные, полученные на равнинных территориях, для которых в связи с одинаковыми высотами точек наблюдений относительное влияние рельефа не проявляется. Для того чтобы было проще выделить из полученной гравитационной картины влияние аномальных масс, к редукции в свободном воздухе добавляются различные поправки: Буге, Прейя и др.

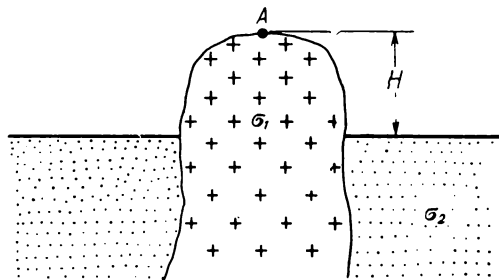


Рис. 8. Пояснение возможных гравиметрических эффектов над соляным штоком.

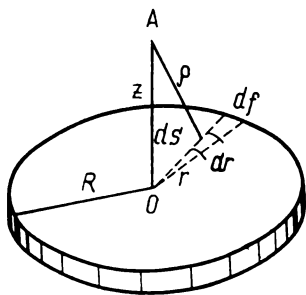
### § 3. ПРИТЯЖЕНИЕ ПЛОСКОГО СЛОЯ

Для введения поправок при редуцировании силы тяжести необходимо рассчитать притяжение плоского слоя. Рассмотрим слой в виде круглого материального диска (рис. 9). Потенциал элемента  $dm$  этого диска в точке  $A$ , расположенной на его оси, будет

$$V = f \frac{dm}{\rho} = f \frac{dm}{\sqrt{z^2 + r^2}}.$$

Притяжение элементом диска той же точки  $A$  получим, продифференцировав потенциал по  $z$ ,

$$\delta \Delta g = \frac{dV}{dz} = -f \frac{z \, dm}{(z^2 + r^2)^{3/2}}. \quad (\text{III.3})$$



Чтобы определить притяжение всем диском той же точки  $A$ , надо выполнить интегрирование по всей массе диска. Считая плотность диска однородной, представим элемент масс  $dm$  в виде

$$dm = \sigma r \, d\varphi \, dr \, dz. \quad (\text{III.4})$$

Вводя  $dm$  в (III.3) и интегрируя по всем трем координатам, находим полное притяжение диском точки  $A$ :

$$\Delta g = -f\sigma \int_{z_1}^{z_2} \int_0^R \int_0^{2\pi} \frac{z \, dz \, r \, dr \, d\varphi}{(z^2 + r^2)^{3/2}}. \quad (\text{III.5})$$

Рис. 9. Пояснение к выводу формулы притяжения пластины.

Интегрирование легко выполнить вначале по  $\varphi$  от нуля до  $2\pi$ , т. е. по всей окружности, затем по  $r$  от нуля до  $R$  и, наконец, по  $z$  на полную толщину пластины от  $z_1$  до  $z_2$ , где  $z_1$  и  $z_2$  — расстояние от точки  $A$  до нижней и верхней граней пластины.

Тогда

$$\begin{aligned} \Delta g &= -f\sigma \int_{z_1}^{z_2} \int_0^R \int_0^{2\pi} \frac{z \, dz \, r \, dr \, d\varphi}{(z^2 + r^2)^{3/2}} = -2\pi f\sigma \int_{z_1}^{z_2} z \, dz \int_0^R \frac{r \, dr}{(z^2 + r^2)^{3/2}} = \\ &= 2\pi f\sigma \int_{z_1}^{z_2} z \, dz \left[ \frac{1}{\sqrt{z^2 + r^2}} \right]_0^R = 2\pi f\sigma \int_{z_1}^{z_2} \left[ \frac{z}{\sqrt{z^2 + R^2}} - 1 \right] dz = \\ &= 2\pi f\sigma \{ [\sqrt{z^2 + R^2}]_{z_1}^{z_2} - [z]_{z_1}^{z_2} \} = 2\pi f\sigma [\sqrt{z_2^2 + R^2} - \sqrt{z_1^2 + R^2} - z_2 + z_1]. \end{aligned} \quad (\text{III.6})$$

Раскладывая в ряд по биному Ньютона квадратный корень, удерживая члены  $z^2/R^2$ , т. е.

$$\sqrt{z^2 + R^2} = R \sqrt{1 + \frac{z^2}{R^2}} = R \left( 1 + \frac{1}{2} \frac{z^2}{R^2} \right)$$

и вводя это выражение в (III.6), запишем

$$\begin{aligned}\Delta g &= 2\pi f\sigma \left[ R + \frac{R}{2} \frac{z_2^2}{R^2} - R - \frac{R}{2} \frac{z_1^2}{R^2} + z_1 - z_2 \right] = \\ &= 2\pi f\sigma \left[ (z_1 - z_2) + \frac{z_2^2 - z_1^2}{2R} \right].\end{aligned}\quad (\text{III.7})$$

Так как отношение  $z/R$  мало, то, пренебрегая им, находим

$$\Delta g = 2\pi f\sigma (z_1 - z_2) = \text{const.} \quad (\text{III.8})$$

Таким образом, притяжение плоского слоя не зависит от расстояния до притягиваемой точки, если линейные размеры слоя велики по сравнению с этим расстоянием.

#### § 4. ПОПРАВКА ЗА РЕЛЬЕФ МЕСТНОСТИ

Введение поправки за рельеф местности дает возможность учесть влияние притяжения всех форм внешнего рельефа и привести значение силы тяжести в данной точке к такому, которое было, если бы под точкой располагался ровный слой масс без выступов и впадин. Поправка за рельеф местности всегда уменьшает наблюдаемое значение силы тяжести независимо от того, находится ли вблизи исследуемой точки возвышенность или впадина.

Наличие избыточных масс  $CDE$  (рис. 10), расположенных выше точки наблюдения, вызовет добавочную силу, направленную к этим массам. Вертикальная составляющая  $CK$  этой силы уменьшит значение  $g$ . Недостаток масс в области  $ABC$  также уменьшит величину  $g$  относительно того значения, которое должна бы иметь эта величина в случае равномерного заполнения массами всей области, расположенной ниже точки наблюдения.

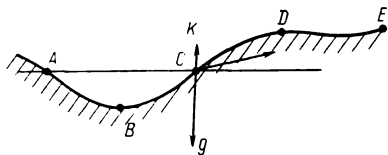


Рис. 10. Пояснение гравитационного влияния рельефа местности.

Таким образом, в случае неровной местности вокруг точки наблюдения, когда влияние этих неровностей становится ощутимым, должна вводиться поправка за рельеф. Введение в измеренное значение силы тяжести поправки за рельеф местности обязательно при любых редукциях. Пренебрежение этими поправками (когда они велики) ведет к искажению исследуемого аномального поля, вызванного невидимыми, подземными массами, за счет внешних, видимых масс.

Для учета влияния окружающего рельефа обычно применяется метод представления всей окружающей местности в виде криволинейных призм, влияние каждой из которых рассчитывается по аналитической формуле в предположении, что толщина призмы постоянна. Общее влияние рельефа получается как сумма всех отдельных призм. Иногда применяется метод представления

окружающей местности или части ее в виде призмы с наклонной верхней гранью и рассчитывается влияние этой призмы. Последний способ употребляется в случае, если местность у исследуемой точки имеет

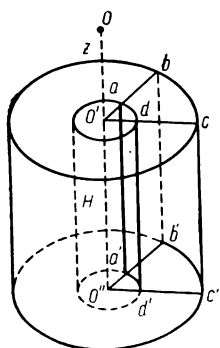


Рис. 11. Пояснение к формуле (III.10).

равномерное понижение в одну и повышение в другую сторону, т. е. находится на склоне, или если ее можно представить в виде седловины, т. е. повышения в двух противоположных сторонах и понижения в направлениях, им перпендикулярных. Однако наиболее распространен первый метод.

Рассмотрим притяжение вырезанной из кругового цилиндра призмы  $abdcab'c'd'$  (рис. 11) на точку  $O$ . Высота цилиндра  $H$ . Формулу притяжения кругового цилиндра можно получить из формулы (III.6).

Для того чтобы из притяжения цилиндра выделить притяжение кольца, имеющего внешний радиус  $R_2$  и внутренний  $R_1$ , надо вычислить притяжения двух цилиндров: притяжение цилиндра с радиусом  $R_2$  и притяжение цилиндра с радиусом  $R_1$ , а затем из первого значения вычесть второе. Проведем эту операцию, для притяжения кольца имеем

$$\Delta g = 2\pi f\sigma \left[ \sqrt{R_2^2 + z_2^2} - \sqrt{R_2^2 + z_1^2} + z_1 - z_2 - \sqrt{R_1^2 + z_2^2} + \sqrt{R_1^2 + z_1^2} - z_1 + z_2 \right],$$

или

$$\Delta g = 2\pi f\sigma (\sqrt{R_2^2 + z_2^2} - \sqrt{R_2^2 + z_1^2} - \sqrt{R_1^2 + z_2^2} + \sqrt{R_1^2 + z_1^2}). \quad (\text{III.9})$$

Если точка лежит на призме  $z_2 = 0$ ,

$$\Delta g = 2\pi f\sigma (\sqrt{R_1^2 + z_1^2} - \sqrt{R_2^2 + z_1^2} + R_2 - R_1). \quad (\text{III.9}')$$

Если мы хотим из притяжения кольца выделить притяжение призмы, составляющей  $1/n$  часть всего кольца, то надо величину, полученную для  $\Delta g$  (III.9) или (III.9'), разделить на  $n$ :

$$\Delta g = \frac{2\pi f\sigma}{n} [\sqrt{R_1^2 + z_1^2} - \sqrt{R_1^2 + z_1^2} + R_2 - R_1]. \quad (\text{III.10})$$

Приведем аналогичную формулу для случая, когда точка не лежит на верхней плоскости призмы,

$$\Delta g = \frac{2\pi f\sigma}{n} [\sqrt{R_2^2 + z_2^2} - \sqrt{R_2^2 + z_1^2} - \sqrt{R_1^2 + z_2^2} + \sqrt{R_1^2 + z_1^2}]. \quad (\text{III.11})$$

Для того чтобы вычислить ошибку за рельеф местности в данной точке, вся местность вокруг этой точки разбивается на криволинейные призмы системой концентрических окружностей и радиусов. Для каждой призмы, образованной парой соседних окружностей

и радиусов, вычисляется притяжение ее на исследуемую точку по формуле (III.10) или (III.11), а значения притяжений для всех призм складываются. Практически для таких расчетов строится палетка, которая накладывается на гипсометрическую карту так, чтобы центр ее совпал с исследуемой точкой. Для каждой криволинейной трапеции снимается с карты средняя высота местности, т. е. толщина призмы  $z_2 - z_1$ , и высота точки над призмой  $z$ , затем вычисляются выражение в скобке, выражение (III.11), и после перемножения ее на соответствующий коэффициент определяется поправка за притяжение данной призмы.

Влияние рельефа местности убывает пропорционально квадрату расстояния. Поэтому даже влияние не очень удаленных незначительных неровностей рельефа оказывается мало ощутимым. Практически поправки за рельеф вводятся только при работе в сильно всхолмленной и в горной местности. Близлежащий рельеф обязательно учитывается при работе с вариометром.

### § 5. ПОПРАВКА БУГЕ. АНОМАЛИЯ БУГЕ

Из всех видов редукций в практике гравиметрической разведки наиболее широко применяется редукция Буге. Она получается добавлением поправки за притяжение промежуточного слоя к редукции в свободном воздухе. Последовательность операций при вычислении редукции Буге следующая.

1. Нормальное значение  $\gamma$ , полученное из таблиц для точки с координатами, совпадающими с точкой наблюдения, редуцируется к точке наблюдения введением редукции в свободном воздухе, равной  $\frac{2\gamma}{R} H$ .

2. Если рельеф местности, окружающей исследуемую точку, достаточно неровный, вводится поправка за влияние рельефа (например, по формуле (III.11)).

3. Из полученной теперь аномалии вычитается притяжение плоского слоя известной средней плотности, расположенного между уровнем исследуемой точки и геоидом. Притяжение плоского слоя найдем по формуле (III.6). Представим эту поправку в более удобном виде, несколько преобразовав формулу (III.6). Положим  $z_1 = 0$  и  $z_2 = H$ , вынесем за знак радикала  $R$  и развернем корень квадратный в ряд при помощи бинома Ньютона ( $H$  — высота слоя над уровнем моря):

$$\delta g = 2\pi f \sigma \left[ R \left( 1 + \frac{H^2}{R^2} \right)^{1/2} - H - R \right],$$

или

$$\delta g = 2\pi f \sigma \left[ R \left( 1 + \frac{1}{2} \frac{H^2}{R^2} + \dots \right) - H - R \right].$$

Пренебрегая членами  $H/R$  в степени выше квадратной, находим

$$\delta g = 2\pi f \sigma \left[ \frac{1}{2} \frac{H^2}{R} - H \right] = -2\pi f \sigma H \left[ 1 - \frac{H}{2R} \right]. \quad (\text{III.12})$$

Подставляя значения  $\pi = 3,14$ ,  $f = 6,67 \cdot 10^{-8}$  получим

$$\delta g_B = 2 \cdot 3,14 \cdot 6,67 \cdot 10^{-8} \sigma H \left[ 1 - \frac{H}{2R} \right] = 41,8 \cdot 10^{-8} \sigma H \left[ 1 - \frac{H}{2R} \right].$$

Переводим это выражение в миллигалы ( $H$  дано в метрах)

$$\delta g_B = 0,0418 \sigma H \left( 1 - \frac{H}{2R} \right), \quad (\text{III.13})$$

или приближенно, когда  $H/2R$  мало,

$$\delta g_B = 0,0418 \sigma H. \quad (\text{III.14})$$

Аномалия силы тяжести Буге получится теперь, если к разности  $g_n - \gamma_n$  мы добавим поправку  $\delta g_B$  по (III.14)

$$\Delta g_B = g_n - \gamma_0 + 0,3086H - 0,0418 \sigma H. \quad (\text{III.15})$$

Для выявления скрытых аномальных масс редукция Буге имеет преимущества перед редукцией в свободном воздухе. При этой редукции устраняется влияние масс, лежащих между точкой и геоидом. Поэтому зависимость аномалий Буге от высоты значительно слабее, чем для аномалий в свободном воздухе. Аномалии Буге в горных областях изменяются значительно более плавно, чем аномалии Фая. Исключение влияния промежуточного слоя со средней плотностью  $\sigma$  снимает влияние всех масс данной средней плотности, составляющих этот слой. Тем более рельефно проявляются массы, имеющие плотность, отличную от этой средней.

Как мы уже знаем, в аномалиях Буге исключено не только действие идеальной Земли, но также и идеальных внешних масс нормальной плотности, тогда как аномальная масса сохраняется вне зависимости от ее положения выше или ниже уровня моря.

Введение поправки Буге является элементарным случаем разделения гравитационных полей. В данном случае снимается влияние фона, создаваемого выступающими за геоид массами некоторой средней плотности и выделяется более рельефно составляющая поля, создаваемая невидимыми аномальными отклоняющимися от средней плотности массами. Введение поправки Буге можно рассматривать как первый этап интерпретации гравитационных аномалий.

Обратимся к соляным штокам (см. рис. 8). Вводя для точки, расположенной на вершине выступающего соляного штока, редукцию Буге с плотностью вмещающих пород (мы еще не знаем о наличии соляного штока), получим отрицательную аномалию, которая будет соответствовать наличию дефекта плотности. Вводя поправку за топографию местности и за промежуточный слой, мы как бы исключим массы выступающей части штока. Массы пониженной плотности, расположенные ниже выступающей части штока, обусловят наличие отрицательной аномалии. Эта отрицательная аномалия



усилится вследствие того, что плотность исключенных при редуцировании масс штока больше истинной.

В случае не выступающего наружу соляного штока аномалия Буге будет отрицательной в соответствии с дефектом масс, появляющимся при наличии соли.

Как уже говорилось, для местностей со сравнительно спокойным рельефом обычно вводится чистая редукция Буге без топографической поправки. Редукция Буге с поправкой за влияние рельефа близлежащей местности называется неполной топографической редукцией.

Редукцию Буге с поправкой за рельеф всей Земли в целом принято называть топографической редукцией. Численные значения поправок Буге и неполной топографической близки между собой, исключая высокогорные области, где они различаются очень значительно. Введение полной топографической редукции, учитывающей влияние топографических масс всей Земли, практически для очень обширных регионов приводит лишь к изменению аномалий на постоянную величину, следовательно, при геологической интерпретации значения не имеет.

В связи с тем что вычисление топографической поправки очень трудоемко, для обработки материалов региональных гравиметрических съемок, т. е. для мелкомасштабных карт, обычно ограничиваются редукцией Буге без топографической поправки. Получаемые при этом значения вполне обеспечивают качественную и приближенную количественную геологическую интерпретацию гравиметрических данных, т. е. они отображают аномальные массы, ради поисков которых предпринимается гравиметрическая съемка.

При использовании редукции Буге большое значение имеет выбор плотности промежуточного слоя  $\sigma$ . В случае заниженных плотностей численные значения аномалии Буге будут приближаться к аномалиям в свободном воздухе, причем может появиться прямая корреляция их с рельефом. В случае завышенных плотностей, наоборот, появляются ложные аномалии, начинающие коррелировать с рельефом, но с противоположным знаком, т. е. возвышенностям будут соответствовать отрицательные аномалии. Неправильный выбор плотностей промежуточного слоя может сильно осложнить интерпретацию результатов гравиметрической съемки и направить интерпретатора по ложному пути.

При сильно изменяющихся плотностях в районе работ для расчета поправки Буге целесообразно вводить для различных участков разную плотность.

## **§ 6. РЕДУКЦИЯ ПРЕЯ. ИЗМЕНЕНИЕ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ ВНУТРИ ЗЕМЛИ**

Эта редукция состоит в том, что наблюдаемое в точке  $A$  на физической поверхности Земли значение силы тяжести (рис. 12,  $a$ ) редуцируется на геоид без какого-либо смещения масс, т. е. редукция

как бы переносит точку наблюдения внутрь Земли, на глубину, равную высоте точки наблюдения. Для этого необходимо выполнить следующие операции.

1. Сглаживание рельефа (если нужно по условиям местности) введением топографической поправки, например, по номограммам П. И. Лукавченко или В. М. Березкина (рис. 12, б) или др.

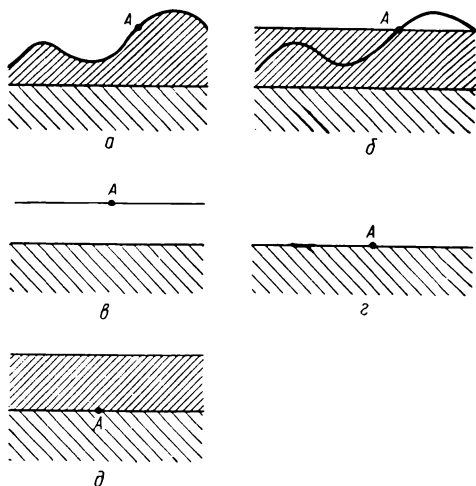
2. Снятие влияния промежуточного слоя введением поправки Буге, вычисленной по формуле (III.14) (рис. 12, в).

3. Перенос точки на уровень геоида редукцией в свободном воздухе (рис. 12, г) по формуле (III.1) при отсутствии промежуточных масс.

4. Восстановление масс, снятых при операции 2 (рис. 12, д), введением поправки Буге.

Формула для введения редукции Прея получается вычитанием из редукции в свободном воздухе двойной поправки за влияние промежуточного слоя:

$$\Delta g_{\Pi} = 2 \frac{\gamma}{R} H - 4\pi f \sigma H \left( 1 + \frac{H}{2R} \right). \quad (\text{III.16})$$



В числовом выражении

$$\Delta g_{\Pi} = 0,3086H - 0,0838\sigma H. \quad (\text{III.17})$$

Редукция Прея показывает изменение силы тяжести, при погружении в глубь Земли. Она учитывает притяжение масс, оказавшихся при углублении выше рассматриваемой точки и уменьшающих значение силы тяжести.

Пользуясь редукцией Прея, легко установить характер изменения силы тяжести с углублением внутрь Земли. Очевидно, что это изменение зависит от величины плотности  $\sigma$ . Сила тя-

Рис. 12. Пояснение физического смысла различных редукций.

жести, определенная по (III.17), не изменяется с глубиной при  $\sigma = 3,7 \text{ г/см}^3$ . Если  $\sigma < 3,7 \text{ г/см}^3$ , то сила тяжести с углублением увеличивается, а если  $\sigma > 3,7 \text{ г/см}^3$ , то сила тяжести при углублении уменьшается. Это правило справедливо для незначительных глубин, поскольку формулы приближенные и получены для  $g$  на уровне моря.

Редукция Прея вводится при наблюдении силы тяжести под водой или под землей. В этом случае сила тяжести определяется внутри масс. Она увеличена из-за приближения к центру и умень-

шена из-за притяжения масс, расположенных над точкой наблюдения и сообщающих элементарной массе силу, направленную от центра.

Наблюдаемое значение необходимо редуцировать на поверхность моря, для чего необходимо сделать приведение в свободном воздухе, а после этого учесть, что слой воды, расположенный над точкой и уменьшивший значение  $g$  после приведения, располагается под точкой и на ту же величину увеличивает значение  $g$ .

Приближенный расчет изменения силы тяжести с глубиной погружения внутрь Земли можно получить и из следующих соображений.

Примем Землю за шар. Рассмотрим притяжение шаром внутренней точки  $A$ . Притяжение всех элементов внешнего относительно точки  $A$  сферического слоя взаимно уничтожается, и слой оказывает на точку  $A$  нулевое действие. Внутренняя среда радиуса  $r$  притягивает точку  $A$  с силой

$$F = f \frac{m}{r^2},$$

где  $m$  — масса шара радиуса  $r$ .

Найдем  $m$ , имея в виду, что бесконечно тонкий сферический слой радиуса  $\rho$  имеет массу

$$dm = 4\pi\rho^2 d\rho,$$

где  $\sigma$  — плотность.

Тогда

$$m = \int_0^r 4\pi\sigma\rho^2 d\rho = 4\pi \int_0^r \sigma\rho^2 d\rho.$$

Внося это выражение в формулу для ускорения силы тяжести, получим

$$g = \frac{4\pi f}{r^2} \int_0^r \sigma\rho^2 d\rho. \quad (\text{III.18})$$

При сделанных допущениях (шарообразность Земли)

$$\gamma = f \frac{M}{R^2} = f \frac{4}{R^2} \pi \sigma_m R^3, \quad (\text{III.19})$$

и так как

$$4\pi f = 3 \frac{\gamma}{R\sigma_m},$$

$$g = \frac{3\gamma}{\sigma_m R} \frac{1}{r^2} \int_0^r \sigma\rho^2 d\rho. \quad (\text{III.20})$$

Эта формула дает закон изменения силы тяжести внутри Земли. Если задать функцию  $\sigma$ , то определим  $g$ . Принимая для изменения плотности закон Роша

$$\sigma = \sigma_0 (1 + k\rho^2), \quad (\text{III.21})$$

где  $k = 0,764$  и  $\sigma_0 = 10,1$ , получим, что на глубине около 1000 км сила тяжести имеет максимум, после которого монотонно убывает до нуля в центре Земли.

По аномалиям Проя можно приближенно определять и гравитационную постоянную  $f$ .

В самом деле, пусть сила тяжести известна, например, в точке  $A$  на поверхности Земли и в шахте на глубине  $H$ . Тогда согласно уравнению (III.16), пренебрегая малой величиной порядка  $H/2R$ ,

$$f = \frac{2 \cdot \frac{\gamma}{R} H - \Delta g_{II}}{4\pi H}.$$

Зная  $\Delta g$  и распределение плотностей в районе шахты, вычислим  $f$ .

Описанными редукциями исчерпываются обязательные поправки, введение которых необходимо для геологического истолкования гравитационных данных. Широкое распространение, особенно в практике зарубежных исследований, получила изостатическая редукция, основанная на некоторых представлениях о глубинном геологическом строении коры.

## § 7. ВЫЧИСЛЕНИЕ ПОПРАВКИ ЗА РЕЛЬЕФ ПРИ ПОМОЩИ ТАБЛИЦ И НОМОГРАММ

На практике для вычисления поправки за рельеф применяются номограммы и таблицы, позволяющие с помощью топографических карт найти поправку для любой точки, в которой произведено гравиметрическое определение.

Удобными являются, например, таблицы и номограммы, составленные П. И. Лукавченко («Таблицы и номограммы для вычисления поправок силы тяжести за рельеф», Гостоптехиздат, 1951).

Таблицы и номограммы рассчитываются по формуле (III.10). По этой формуле вычисляются величины влияния масс, заключенных в криволинейных трапециях, образованных концентрическими кругами, имеющими в центре исследуемую точку, и радиусами, проходящими через нее. Примеры палеток для зон 3—6 и 15—18 представлены на рис. 13 и 14. Величины радиусов и число секторов  $n$  в различных зонах палетки приведены в табл. 8.

Палетки строят в масштабе карт. Для учета рельефа местности, окружающей точку в радиусе до 30 км, целесообразно строить четыре палетки: для зон 1—6, 6—14, 14—19 и 19—26.

Обычно можно ограничиться первыми тремя, а часто и первыми двумя палетками, так как влияние дальних зон ничтожно. Влияние средних зон должно учитываться только при очень неровном рельефе, а дальних (от 30 до 400 км) только при специальных исследованиях. Для учета ближних зон (1—14) применяются карты масштаба 1 : 1000 и 1 : 2000. В том же масштабе должны быть построены палетки. Для учета средних зон (14—19) требуются карты масштаба

Исходные данные к составлению палеток для учета влияния рельефа местности

Зона	Радиус зоны, м		Число секторов $n$	Зона	Радиус зоны, км		Число секторов $n$
	внутренний $\rho_i$	внешний $\rho_a$			внутренний $\rho_i$	внешний $\rho_a$	
1	0	2	1	15	5,0	7,0	16
2	2	10	4	16	7,0	10,0	16
3	10	20	8	17	10,0	15,0	16
4	20	50	8	18	15,0	20,0	16
5	50	100	8	19	20,0	30,0	16
6	100	200	8	20	30,0	50,0	16
7	200	300	16	21	50	70	16
8	300	500	16	22	70	100	16
9	500	700	16	23	100	150	16
10	700	1000	16	24	150	200	16
11	1000	1500	16	25	200	250	16
12	1500	2000	16	26	250	300	16
13	2000	3000	16	27	300	400	16
14	3000	5000	16				

1 : 10 000, 1 : 25 000 и 1 : 50 000 и, наконец, для учета дальних зон надо иметь карты масштаба 1 : 100 000 и даже 1 : 500 000.

Палетки служат для снятия с карты высот. Палетка накладывается центром на исследуемый пункт на карте и ориентируется линией

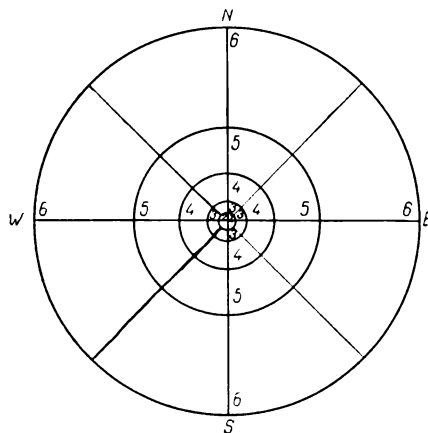


Рис. 13. Палетка для учета рельефа ближних зон.

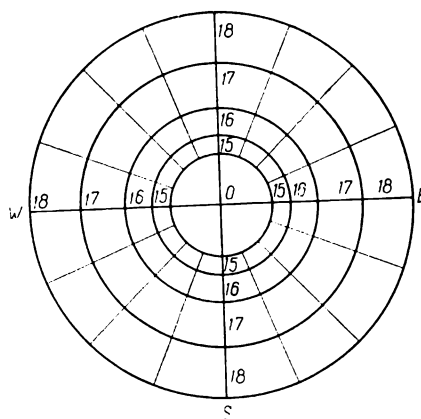


Рис. 14. Палетка для учета рельефа дальних зон.

NS по координатным линиям на карте. Далее для каждой криволинейной трапеции снимается значение средней высоты. Впрочем, среднюю высоту можно заменить значением высоты в центральной точке трапеции. Как правило, такое упрощение не вносит заметных ошибок. По этой средней высоте и по значениям радиусов

отыскивается значение поправки  $\Delta g$ . В номограммах приведены значения поправок  $\Delta g$  в сотых долях миллигала против превышений  $H$  над точкой наблюдения. Значения поправок даны по зонам. Плотность  $\sigma_0$  принята равной 2,0. Для областей, расположенных на расстояниях более 30 км от центральной точки, при составлении номограмм учтена кривизна Земли. В этом случае поправки за рельеф могут быть и отрицательными. В самом деле, на рис. 15 показано понижение земной поверхности под горизонт и на этой земной поверхности выступ и впадина рельефа. При введении поправок за рельеф мы исключим выступ  $ab$ , чем уменьшим вертикальную составляющую в точке  $O$ , т. е. поправка за рельеф будет отрицательной. Засыпка впадины  $bc$  поведет к увеличению силы тяжести, т. е. в этом случае действует общее правило.

На рис. 16 даны номограммы, представляющие собой вертикальные прямые с двумя шкалами. На левой шкале даны высоты в метрах, на правой — поправки в сотых долях миллигала.

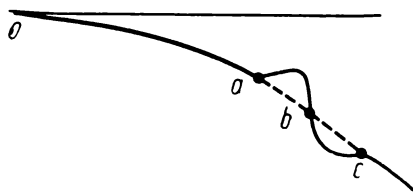


Рис. 15. Влияние рельефа дальних зон.

На рис. 16, *а* представлена номограмма для зон 1—6, охватывающих местность от нуля до 200 м, на рис. 16, *б* — номограмма для зон 7—12 от 200 до 2000 м, на рис. 16, *в* — номограмма для зон от 13 до 19 с радиусами от 2 до 30 км. Наконец, на рис. 16, *г* и *д* приведены номограммы для дальних зон от 30 до 400 км. Так как в ради-

усах от 30 до 400 км учтена кривизна Земли, то здесь возможны поправки как положительные, так и отрицательные, причем при отрицательных превышениях поправки будут всегда положительными, а при положительных превышениях могут быть как положительными, так и отрицательными. Поэтому на номограммах для отрицательных превышений (рис. 16, *г*) вверху дано обозначение  $-H$ , что указывает на необходимость применения этих номограмм лишь для отрицательных превышений. Поправка же при этом вводится со знаком плюс.

Номограммы для положительных превышений (рис. 16, *д*) разделяются нулевой линией  $0-0$  на две части: верхнюю часть — положительных поправок и нижнюю — отрицательных поправок. В верхней части в зонах от 20 до 25 имеется по одной вертикальной линии с двумя шкалами, как и на всех прочих номограммах. Для зон 26 и 27 построено только по одной нижней линии с двумя шкалами, по которым против превышений снимаются отрицательные поправки. В нижней части зон от 20 до 25 построено по две вертикальные линии, между которыми даны поправки  $\Delta g$ , а с внешних сторон этих линий приведены высоты, порядок счета которых указан стрелкой; он идет от нуля вниз, затем справа налево — вверх.

В правом верхнем углу номограммы дано обозначение  $\div H$ .

что обозначает необходимость применять номограмму для положительных превышений. Там же стоит обозначение  $+\Delta g$ , что означает, что поправки, полученные с верхней части номограммы, имеют положительное значение. В нижнем левом углу номограммы стоит  $-\Delta g$ , что указывает на отрицательное значение поправок, полученных с этой частью шкалы. Номограммы составлены для плотности 2,0 г/см<sup>3</sup>. Внизу, под каждой номограммой, указаны радиусы и номера зон.

Применение номограмм в условиях малых превышений обеспечивает высокую точность определения поправок порядка сотых долей миллигала.

### Примеры вычисления поправок

Рассмотрим примеры вычисления поправки при помощи номограмм для точки  $M$  (рис. 17) и точки  $N$  (рис. 18) с учетом влияния рельефа из таблиц П. И. Лукавченко; в первом случае в радиусах от 100 до 2000 м и во втором случае в радиусах от 5 до 15 км. На рис. 17 дана модель карты в масштабе 1 : 10 000 с сечением горизонталей через 10 м, а на рис. 18 карты в масштабе 1 : 200 000 с сечением горизонталей через 100 м. Вокруг точек  $M$  и  $N$  в масштабе этих карт начерчены круговые палетки (кольцевые зоны и секторы), делящие местности, охватываемые заданными радиусами, на зоны и секторы. На рис. 17 и 18 два взаимно перпендикулярных главных диаметра обозначены буквами  $NS$  и  $EW$ . Цифрами вдоль главных диаметров обозначены номера зон.

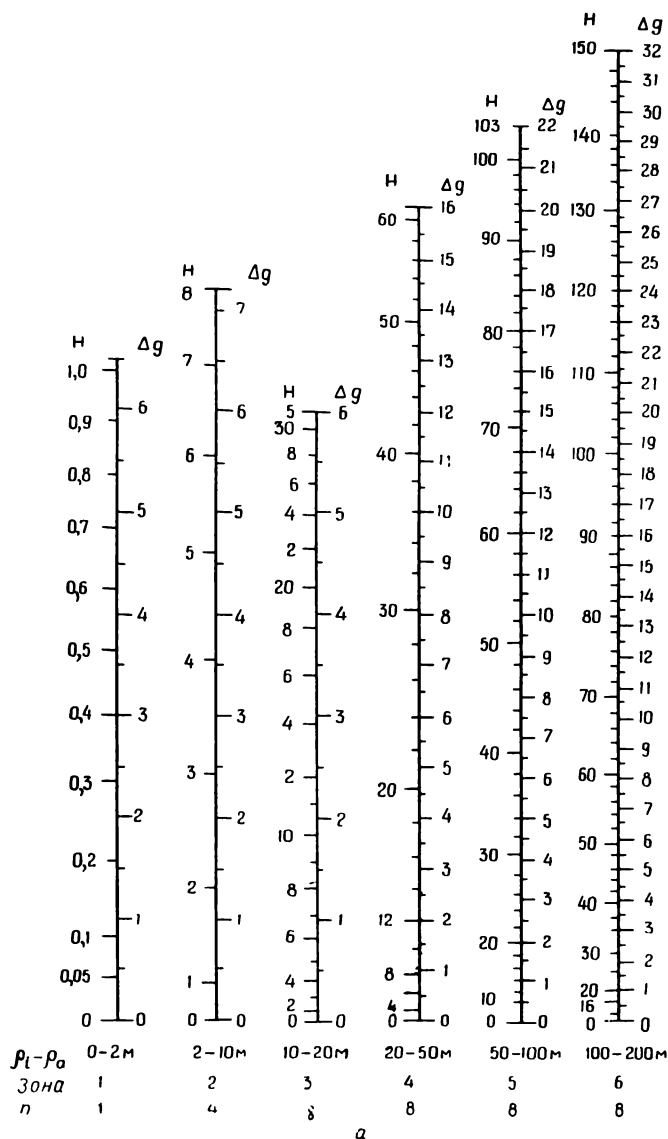
Перед вычислением средних высот следует оценить точность, с какой они должны быть определены. Это можно сделать при помощи тех же самых таблиц или номограмм, по которым будут вычисляться поправки. Из номограмм видно, что для ближних зон (в радиусах 100—2000 м) при значениях превышений до 200 м средние превышения достаточно определять с точностью от 1 до 6 м, а для дальних зон (в радиусах 5—15 км) — с точностью от 10 до 30 м.

Например, средние превышения секторов зоны 8 достаточно вычислять с точностью до 3 м.

Вычислим средние высоты секторов  $A$ ,  $B$ ,  $C$  зоны 8, отмеченные на карте (рис. 17).

Трапецию  $A$  пересекают горизонталы 360, 370, 380 и 390 м. Если эту трапецию разбить на четыре равные по площади части двумя перпендикулярными средними линиями, то получим четыре участка с довольно спокойным рельефом. Для каждого из участков трапеции очень легко найти среднюю высоту, приняв за таковую отметку центральной точки участка. Например, для участка 1 средней высотой будет являться отметка 362 м, для участка 2 — отметка 372 м, для участка 3 — отметка 388 м, для участка 4 — отметка 378 м. Средняя высота всей трапеции будет равна среднему арифметическому от средних высот четырех участков, т. е. 375 м, или, округляя до десятков, среднюю высоту можно принять равной 370 м.

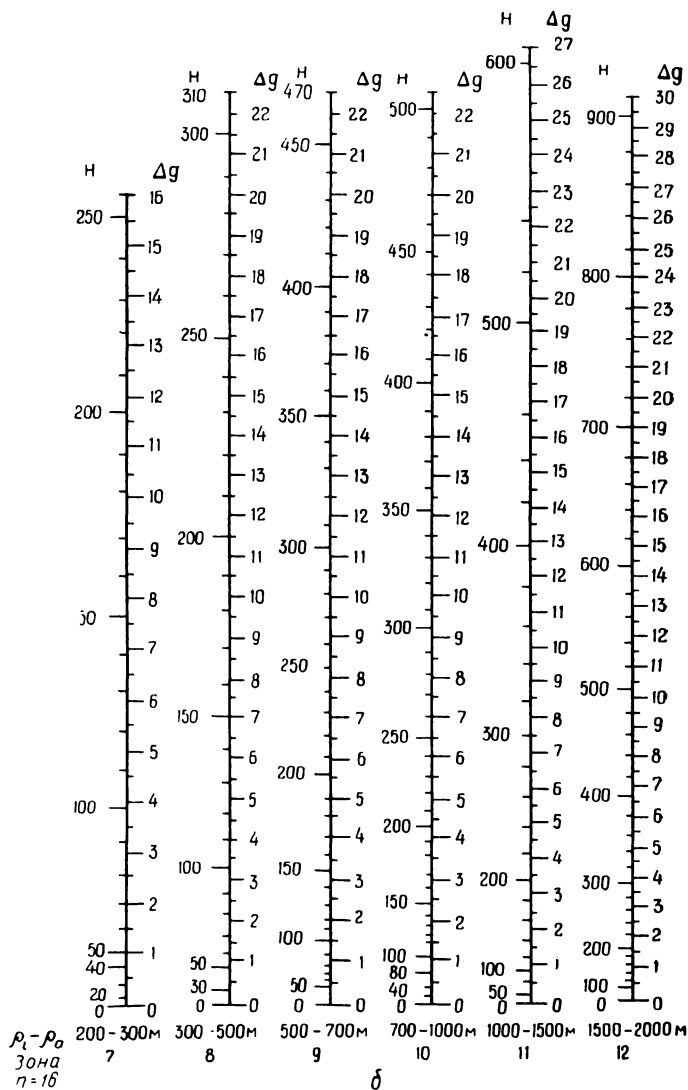
Трапецию *B* выгоднее разбить на четыре части так, как показано на рис. 17. Средняя высота участка 1 будет 395 м, участка 2 — 430 м, на участке 3 за среднюю высоту можно принять отметку



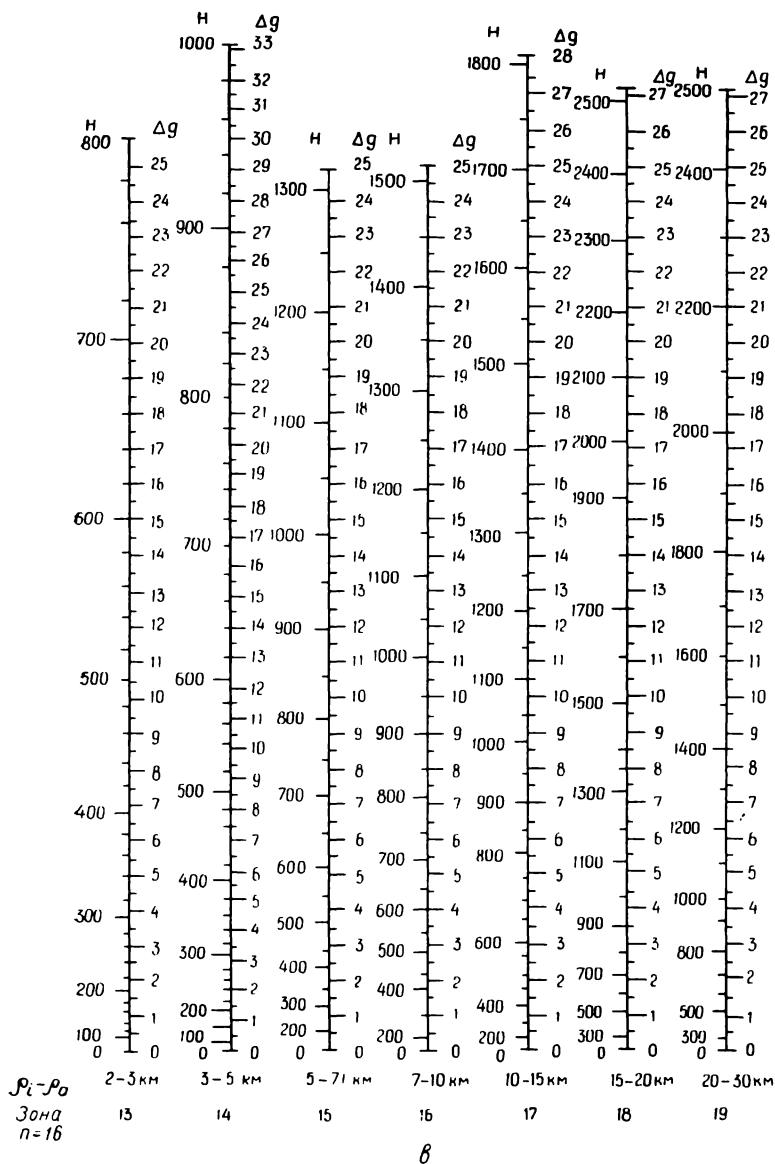
замкнутой горизонтали 400 м и прибавить к ней  $1/2$  отметки второй горизонтали — 420 м; таким образом, средняя высота участка 3 будет 406 м, для участка 4 средняя высота будет 390 м. Средняя высота всей трапеции будет равна  $1/4 (395 + 430 + 406 + 390)$ , т. е. 405 м.



Совершенно аналогичным способом для трапеции *C*, разбив ее на четыре части, найдем  $H = 1/4 (420 + 400 + 390 + 380)$ , т. е. 398 м.

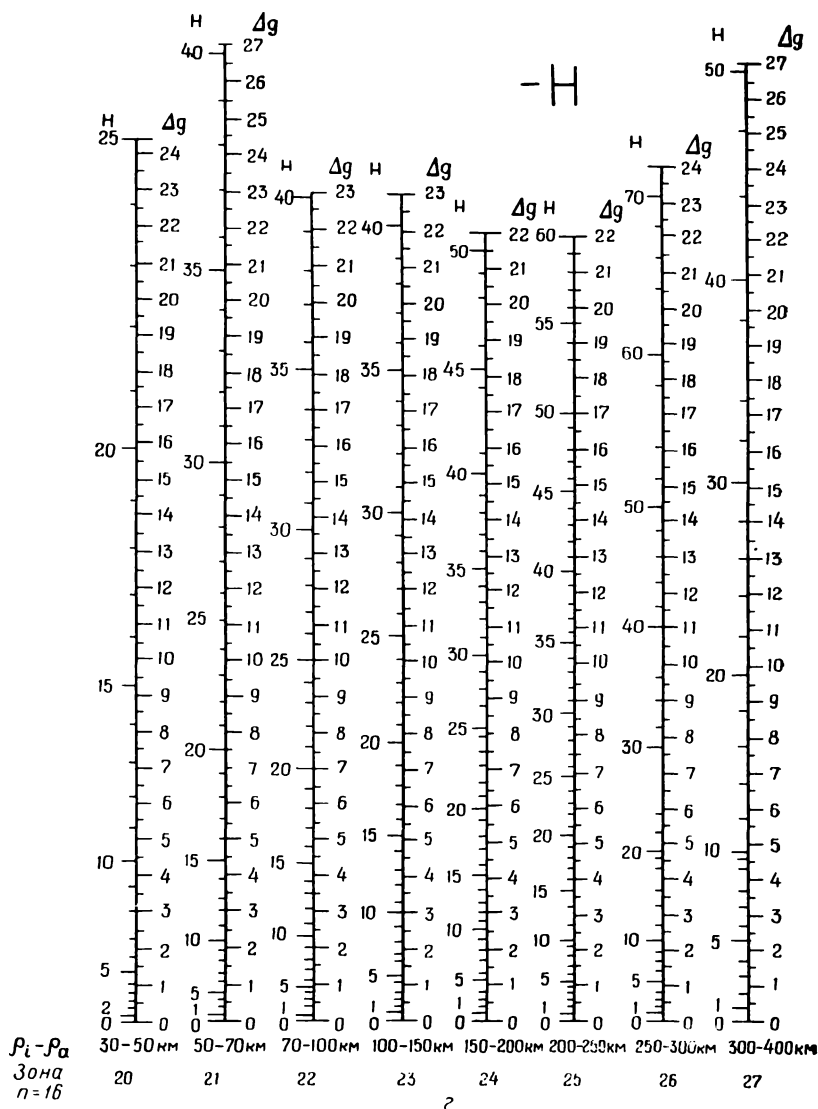


вокруг точки *N*. Поступая так же, как и в предыдущем случае, за среднюю высоту трапеции *A* можно принять отметку ее центра, равную 250 м, для трапеций *B* — отметку 285 м, для трапеции *C* — отметку



300 м, для трапеции *D* — отметку 250 м и т. д. Вычисленные высоты для указанных четырех и всех остальных трапеций зоны 15, а также всех трапеций зон 16 и 17 записаны в ведомости № 1 под соответствующими номерами.

Вычитанием из средних высот трапеций абсолютных значений высот пунктов  $M$  и  $N$  получаются средние превышения, которые записаны в ведомости № 2.



По средним превышениям при помощи номограмм вычисляются поправки в сотых долях миллигала. В ведомости № 3 даны поправки, снятые с номограмм. Причем для дальних зон (15—17) поправки вычислены при помощи таблиц и номограмм.

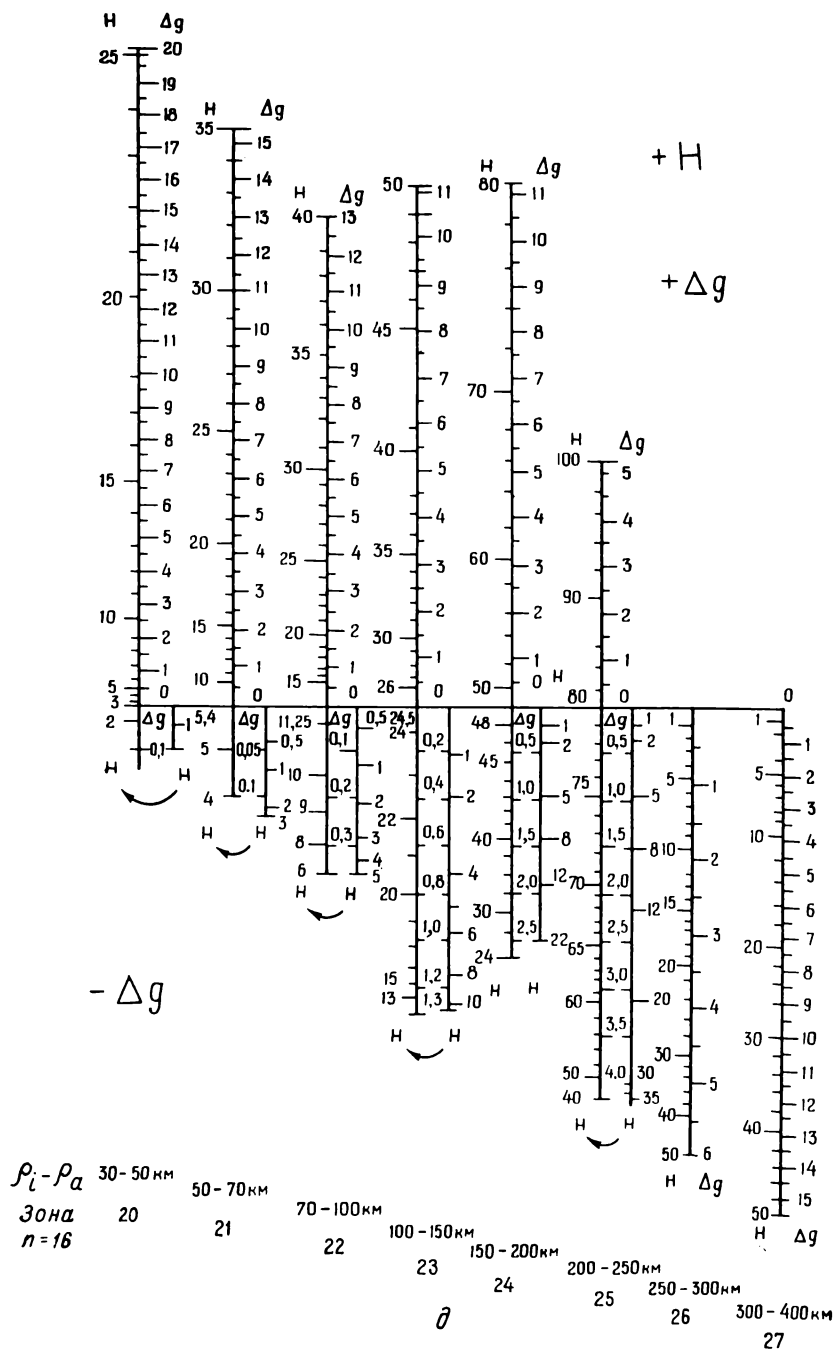


Рис. 16. Номограммы для вычисления поправок  $\Delta g$ .

$a$  — для зон от нуля до 200 м;  $b$  — для зон от 200 до 2000 м;  $c$  — для зон от 2 до 30 км;  
 $z$  — для зон от 30 до 400 км при отрицательных превышениях;  $\delta$  — для зон от 30 до 400 км  
 при положительных превышениях.  $H$  — превышение; для  $a, b, c$  в м, для  $z$  и  $\delta$  — в сотнях м;  
 1 деление шкалы  $\Delta g$  соответствует 0,001 мгл;  $\sigma = 2,0$  г/см<sup>3</sup>.

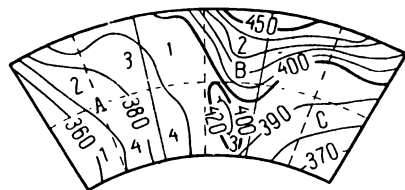
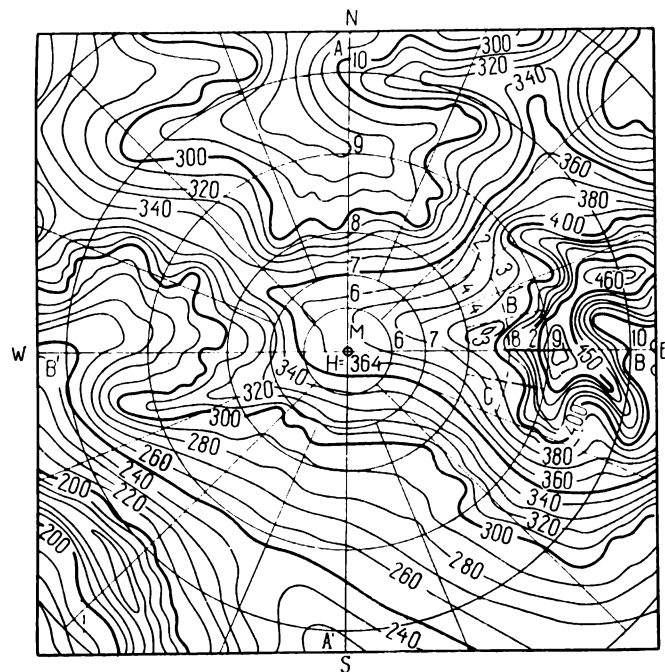


Рис. 17. Учет рельефа по карте (ближние зоны).

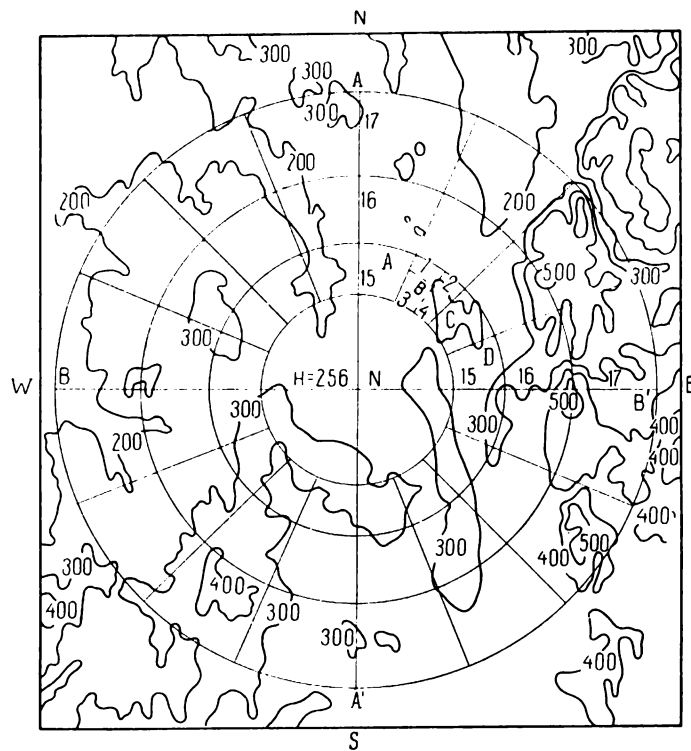


Рис. 18. Учет рельефа по карте (дальние зоны).

## Ведомость № 1 вычисления средних высот

Пункт \_\_\_\_\_ Дата \_\_\_\_\_ Вычислитель \_\_\_\_\_

Зона	Сектор															
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16

Пункт *М* ( $H = 364$  м)

6	365	375	—	—	350	335	—	—	330	340	—	—	350	360	—	—
7	332	350	370	387	370	335	315	326	300	290	310	325	310	350	335	340
8	300	325	375	405	396	350	295	278	275	275	290	305	290	320	315	290
9	290	330	400	450	440	350	280	260	255	230	240	285	275	320	300	260
10	280	340	350	405	375	315	268	275	270	190	185	225	300	340	315	265

Пункт *Н* ( $H = 256$  м)

15	250	285	295	300	290	300	305	310	300	295	310	285	295	275	225	200
16	258	266	360	338	385	335	304	295	290	335	287	235	285	285	245	215
17	255	235	443	357	430	420	320	285	280	375	260	225	233	245	210	245

**Ведомость № 2 вычисления средних относительных высот**

Пункт \_\_\_\_\_ Дата \_\_\_\_\_ Вычислитель \_\_\_\_\_

Зона	Сектор															
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16

**Пункт М (H = 364 м)**

6	+1	+11	—	—	—14	—29	—	—	—34	—24	—	—	—14	—4	—	—
7	—32	—14	+6	+23	+6	—29	—49	—38	—64	—74	—54	—39	—54	—14	—29	—24
8	—64	—39	+11	+41	+32	—14	—69	—86	—89	—89	—74	—59	—74	—44	—49	—74
9	—74	—34	+36	+86	+76	—14	—84	—104	—109	—134	—124	—79	—89	—44	—64	—104
10	—84	—24	—14	+41	+11	—49	—96	—89	—94	—174	—179	—139	—64	—24	—49	—99

**Пункт N (H = 256 м)**

15	—6	+29	+39	+44	—34	+44	+49	+54	+44	+39	+44	+29	+39	+19	—31	—56
16	+2	+10	+104	+82	+129	+79	+48	+39	+34	+79	+31	—21	+29	+29	—11	—41
17	—1	—21	+187	+101	+174	+164	+64	+29	+24	+119	+4	—31	—23	—11	—46	—11

### Ведомость № 3 вычисления поправок $\Delta g$

Пункт \_\_\_\_\_ Дата \_\_\_\_\_ Вычислитель \_\_\_\_\_

Зона	Сектор															
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16

#### Пункт *M*

6	0	0	—	—	0	2	—	—	3	1	—	—	0	0	—	—
7	0	0	0	0	0	0	1	1	2	2	1	1	1	0	0	0
8	1	1	0	1	0	0	2	2	3	3	2	1	2	1	1	2
9	1	0	0	1	1	0	1	2	2	3	2	1	1	0	1	2
10	1	0	0	0	0	0	1	1	1	3	3	2	1	0	0	1

$$\sum \Delta g_i = 69 \text{ мгл.}$$

$$\Delta g = \frac{\sigma}{\sigma_0} \sum \Delta g_i = \frac{2,5}{2,0} 69 = 86,25 \cdot 10^{-2} \text{ мгл} = 0,86 \text{ мгл.}$$

#### Пункт *N*

15	$\frac{0}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{0,1}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{0,1}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{0,1}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{0}{0}$
16	$\frac{0}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{0,1}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{0,2}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{0,1}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{0}{0}$
17	$\frac{0}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{0,2}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{0,3}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{0,1}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{0,1}{0}$
18	$\sum \frac{0,4}{0};$				$\sum \frac{0,6}{0};$				$\sum \frac{0,4}{0};$				$\sum \frac{0,1}{0}$			

$$\Delta g = 1,25 \cdot 1,5 \cdot 10^{-2} \approx 0,02 \text{ мгл.}$$

В числителе даны поправки, снятые с номограмм для полных цилиндрических колец и укрупненных отделений, а в знаменателе — поправки, снятые с таблиц; последние равны нулю. Это означает, что при небольших значениях относительных высот номограммы обеспечивают более высокую точность учета влияния рельефа, чем таблицы.

Умножив сумму поправок трапеций на отношение плотностей  $\frac{\sigma}{\sigma_0}$ , равное 1,25, получим суммарную топографическую поправку для точки *M* в зонах 6—10, равную 0,86 мгл, для точки *N* — в зонах 15—17, равную 0,02 мгл.

### § 8. УЧЕТ ПОПРАВКИ ЗА РЕЛЬЕФ МЕСТНОСТИ ПО ХАРАКТЕРНЫМ ТОЧКАМ РЕЛЬЕФА

В последнее время довольно широкое распространение получил способ введения поправки за окружающий рельеф по характерным точкам рельефа, предложенный В. М. Березкиным. Для этого метода составлены номограммы и таблицы. На вычисление поправки этим



способом по сравнению с изложенным в предыдущем параграфе требуется меньше времени. Однако ввиду того, что при его применении допускается весьма большой неконтролируемый произвол при выборе характерных точек рельефа, для которых определяются поправки, способ является нестрогим. Поэтому в случае сложного рельефа или недостаточных навыков вычислителей следует пользоваться классическим способом. Для сравнительно простых форм рельефа способ не вызывает сомнения.

Сущность способа состоит в том, что поправки вычисляются не для всех форм рельефа, окружающих исследуемую точку, а лишь для таких, которые дают существенные значения этих поправок. Это и приводит, с одной стороны, к упрощению способа, а с другой, — к некоторому произволу при выборе характерных точек. Другой особенностью способа является допущение, что высоты вдоль радиально исходящих из исследуемой точки лучей изменяются по гиперболическому закону. Это отнюдь не обязательное допущение приводит к достаточно удобному выражению поправки за рельеф.

Рассмотрим теорию метода.

Притяжение цилиндрическим плоским слоем радиуса  $a$  и высотой  $H$  точки, находящейся на его оси, согласно (III.6)

$$\Delta g = -f\sigma \int_0^{2\pi} \int_0^a \int_0^H \frac{\rho z \, d\rho \, d\varphi \, dz}{(\rho^2 + z^2)^{3/2}},$$

где  $\sigma$  — плотность.

Выполняя интегрирование по  $z$ , получаем

$$\Delta g = f\sigma \int_0^{2\pi} \int_0^a \left(1 - \frac{\rho}{\sqrt{\rho^2 + H^2}}\right) d\rho \, d\varphi. \quad (\text{III.22})$$

Местность вокруг исследуемой точки разобьем радиусами и концентрическими окружностями на призмы с основанием в виде криволинейных трапеций. Тогда вертикальную составляющую притяжения каждой такой призмы можно представить в виде интеграла (III.22), только пределы интегрирования будут не по всей окружности и не по всему радиусу, а в пределах трапеции разбиения, т. е. от  $\varphi_i$  до  $\varphi_{i+1}$  по окружности и от  $\rho_j$  до  $\rho_{j+1}$  по радиусу,

$$\Delta g_{ij} = f\sigma \int_{\varphi_i}^{\varphi_{i+1}} \int_{\rho_j}^{\rho_{j+1}} \left(1 - \frac{\rho}{\sqrt{\rho^2 + H^2}}\right) d\rho \, d\varphi. \quad (\text{III.23})$$

В формуле (III.23) разложим подынтегральное выражение в ряд по формуле бинома Ньютона

$$1 - \frac{\rho}{\sqrt{\rho^2 + H^2}} = 1 - \left(1 + \frac{H^2}{\rho^2}\right)^{-\frac{1}{2}} = \frac{1}{2} \frac{H^2}{\rho^2} - \frac{3}{8} \frac{H^4}{\rho^4} + \dots$$

и удержим член, содержащий квадрат отношения  $\frac{H}{\rho}$ . Тогда выражение (III.23) представится в виде

$$\Delta g_{ij} = \frac{1}{2} f \sigma \int_{\varphi_i}^{\varphi_{i+1}} \int_{\rho_j}^{\rho_{j+1}} \frac{H^2}{\rho^2} d\rho d\varphi. \quad (\text{III.24})$$

Автором способа показано, что пренебрежение членами более высоких порядков приводит на практике к несущественным ошибкам. Далее делается предположение, что высота местности изменяется вдоль луча по гиперболическому закону, т. е.

$$H = \sqrt{\frac{b^2}{a^2} \rho^2 - b^2}. \quad (\text{III.25})$$

Выражение (III.25) следует непосредственно из канонического уравнения гиперболы

$$\frac{\rho^2}{a^2} - \frac{H^2}{b^2} = 1.$$

Здесь  $a$  и  $b$  — параметры гиперболы; отношение их квадратов  $\frac{b^2}{a^2} = e^2$  — эксцентриситет.

Таким образом, высота поверхностной грани призмы изменяется по параболическому закону.

Подставляя (III.25) в (III.24), определим

$$\Delta g_{ij} = \frac{1}{2} f \sigma \int_{\varphi_i}^{\varphi_{i+1}} \int_{\rho_j}^{\rho_{j+1}} \left( \frac{b^2}{a^2} - \frac{b^2}{\rho^2} \right) d\rho d\varphi.$$

Это выражение интегрируем по  $\rho$

$$\begin{aligned} \Delta g_{ij} &= \frac{1}{2} f \sigma \int_{\varphi_i}^{\varphi_{i+1}} \left[ \frac{b^2}{a^2} \rho + \frac{b^2}{\rho} \right] \bigg|_{\rho_j}^{\rho_{j+1}} d\varphi = \\ &= \frac{1}{2} f \sigma \int_{\varphi_i}^{\varphi_{i+1}} \left[ e^2 (\rho_{j+1} - \rho_j) - b^2 \left( \frac{1}{\rho_j} - \frac{1}{\rho_{j+1}} \right) \right] d\varphi \end{aligned}$$

и интегрируем по  $\varphi$

$$\Delta g_{ij} = \frac{1}{2} f \sigma \left[ e^2 (\rho_{j+1} - \rho_j) - b^2 \left( \frac{1}{\rho_j} - \frac{1}{\rho_{j+1}} \right) \right] (\varphi_{i+1} - \varphi_i).$$

Выбирая  $\varphi_{i+1} - \varphi_i = \frac{2\pi}{n}$ , где  $n$  — число радиусов, которыми мы разбиваем местность вокруг исследуемой точки, и обозначая  $\frac{b^2}{a^2} = e^2$ , получаем

$$\Delta g_{ij} = \frac{2\pi f \sigma}{n} \left[ \frac{e^2}{2} (\rho_{j+1} - \rho_j) - \frac{b^2}{2} \left( \frac{1}{\rho_j} - \frac{1}{\rho_{j+1}} \right) \right]. \quad (\text{III.26})$$

Это основное выражение поправки за притяжение элементарной призмы. Выразим теперь входящие в (III.26) неизвестные значения  $e^2$  и  $b^2$  через известные высоты  $H$  и радиусы  $\rho$  из условия (III.25), написанного для границ призмы,

$$H_j^2 = e^2 \rho_j^2 - b^2,$$

$$H_{j+1}^2 = e^2 \rho_{j+1}^2 - b^2.$$

Решая эти два уравнения относительно  $e^2$  и  $b^2$ , находим

$$e^2 = \frac{H_{j+1}^2 - H_j^2}{\rho_{j+1}^2 - \rho_j^2}, \quad b^2 = \frac{H_{j+1}^2 \rho_j^2 - H_j^2 \rho_{j+1}^2}{\rho_{j+1}^2 - \rho_j^2}. \quad (\text{III.27})$$

Введем теперь  $e^2$  и  $b^2$  в (III.16), при этом

$$\Delta g_{ij} = \frac{2\pi f\sigma}{n} \frac{\rho_{j+1} - \rho_j}{2(\rho_{j+1} + \rho_j)} \left( \frac{H_j^2}{\rho_j} + \frac{H_{j+1}^2}{\rho_{j+1}} \right). \quad (\text{III.28})$$

Выражение (III.28) является основным для составления номограмм или таблиц.

Обозначим

$$\frac{\rho_{j+1} - \rho_j}{2(\rho_{j+1} + \rho_j)} = R_j, \quad \frac{2\pi f\sigma}{n} \frac{H_j^2}{\rho_j} = F_j. \quad (\text{III.29})$$

При этом выражение (III.28) примет простой вид

$$\Delta g_{ij} = F_j R_j + F_{j+1} R_j. \quad (\text{III.30})$$

Эта поправка за влияние рельефа одной  $i$ -й призмы. Для всего луча поправка будет

$$\Delta g_i = \sum_{j=0}^n \Delta g_{ij} = F_1 \left( \frac{1}{2} + R_1 \right) + F_2 (R_1 + R_2) + \\ + \dots + F_{n+1} (R_n + R_{n+1}). \quad (\text{III.31})$$

Функции  $F_j$  и  $R_j$  определяются из таблиц или номограмм по высоте  $H$  и радиусу  $\rho$ . Для удобства составления таблиц и номограмм все входящие в них функции  $F_j$  умножены на  $\frac{1}{4}$ , а  $R_j$  на 4, что не изменяет величины  $\Delta g_j$ , даваемой формулой (III.31).

$$\bar{R} = R \cdot 4,$$

$$\bar{F} = F \cdot \frac{1}{4}.$$

Формула (III.31) тогда принимает вид

$$\Delta g_i = \frac{1}{4} F_1 (2 + 4R_1) + \frac{1}{4} F_2 (4R_1 + 4R_2) + \dots$$

или, обозначая  $\frac{1}{4}F_i = \bar{F}_i$  и  $4R_i = \bar{R}_i$ ,

$$\Delta g_i = \bar{F}_1(2 + \bar{R}_1) + \bar{F}_2(\bar{R}_1 + \bar{R}_2) + \dots + \bar{F}_{n+1}(\bar{R}_n + \bar{R}_{n+1}). \quad (\text{III.32})$$

Эти величины  $\bar{F}$  и  $\bar{R}$  и даны на номограммах.

Поправки для всех лучей по всем углам  $\varphi_i$  будут равны

$$\Delta g = \sum_{i=0}^n \Delta g_i.$$

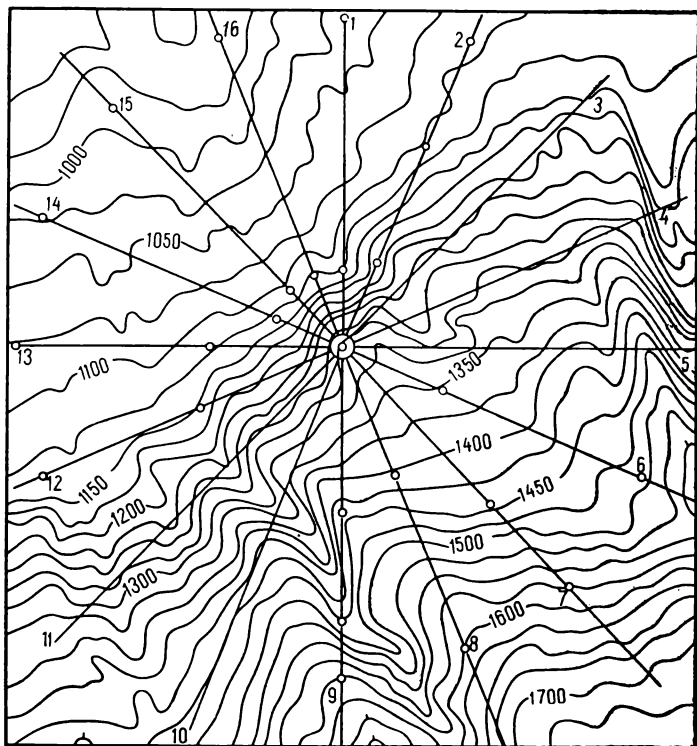


Рис. 19. Учет рельефа по характерным точкам. Выбор точек.

Пользуясь формулой (III.32) и номограммами, которые приводятся далее, можно вычислить влияние окружающего рельефа по всем выбранным радиусам и по произвольному числу точек на радиусе. Однако смысл способа заключается в том, чтобы число точек, для которых требуется снять с карты высоту  $H$  и определить величину влияния  $\Delta g$ , было минимальным в зависимости от характера рельефа местности. Иными словами, местность должна разбиваться не на одинаковое во всех случаях число криволинейных трапеций, а на различное число равновеликих трапеций. Если местность имеет

плавное повышение или понижение — таких трапеций может быть мало и наоборот. Это достигается следующим образом.

Прежде всего устанавливается число радиусов. Критерием при выборе этого числа радиусов принимается ошибка, возникающая вследствие наличия неучтенных форм рельефа. Опуская доказательство, укажем, что для того чтобы ошибки за неучтенные формы рельефа не превосходили 0,2 мдл при высотах местности до 1000 м и наклонах  $\text{tg } \alpha$  до 0,5 ( $\alpha \leq 26^\circ$ ), надо брать 16 или 20 радиусов в зависимости от характера рельефа (при более спокойном рельефе —

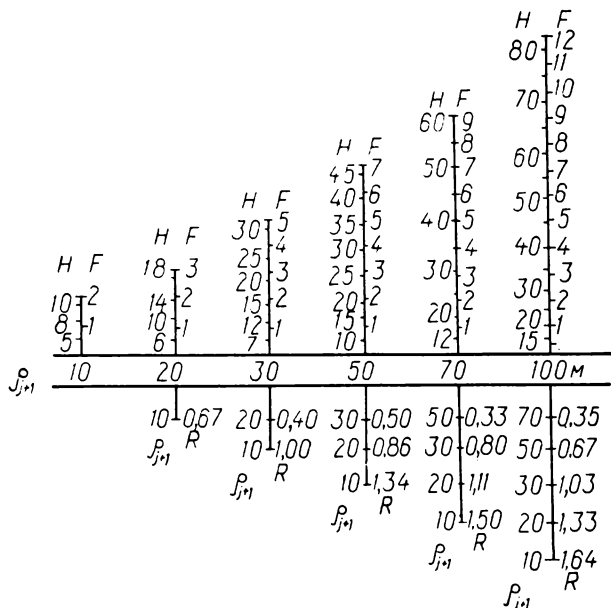


Рис. 20. Номограмма для учета влияния рельефа (по В. М. Березкину).  $\sigma_0 = 2,0 \text{ г/см}^3$ ;  $H$  — превышение в м.

16, при менее спокойном — 20). Далее, вдоль каждого радиуса выбираются характерные точки рельефа. Эти точки выбираются так, чтобы они ограничивали области более или менее одинакового характера изменения высот.

На рис. 19 показаны выбранные на радиусах характерные точки. Например, на луче 2 выбраны три точки. Первая точка расположена на участке от нуля до конца области понижения, характеризующейся густо идущими изогипсами. Вторая точка взята также в конце области понижения, но уже имеющей меньший угол наклонов, т. е. характеризующейся примерно в 2 раза более редко идущими изогипсами. Наконец, третья точка взята в конце области слабо изменяющегося рельефа без выраженной тенденции к подъему или спуску. Там, где не происходит заметного подъема или понижения местности,

т. е. где изогипсы идут примерно вдоль радиуса, начиная от исходной точки (превышения близки к нулю) вообще можно не брать точек, для которых следует вести вычисления. На рис. 19 такими радиусами без характерных точек являются радиусы 3, 4, 5, 10, 11. Вдоль них можно не учитывать поправки за рельеф. После выбора характерных точек на карте в них определяются превышение  $H$  над исходной точкой и расстояния от исходного пункта  $\rho_j$ . Далее при помощи номограмм (рис. 20) находятся функции  $\bar{F}_j$ . По горизонтальному входу номограммы отсчитывается  $\rho_j$ , далее по левой шкале вверх отсчитывается соответствующее превышение  $H_j$  и против него читается значение  $\bar{F}_j$ . Для нахождения  $\bar{R}_j$  по горизонтальному входу отсчитывается радиус  $\rho_{j+1}$ , по вертикальной шкале вниз отсчитывается  $\rho_j$  и против него читается значение  $\bar{R}_j$ .

После нахождения всех значений  $\bar{F}_j$  и  $\bar{R}_j$  осуществляется перемножение и суммирование их по формуле (III.31). Для первых точек по радиусам всегда  $\bar{R}_0 = \frac{2(\rho_1 - \rho_0)}{(\rho_1 + \rho_0)} = 2$ , так как  $\rho_0 = 0$ . Поэтому в номограммах нет значения  $\bar{R}_0$  против  $\bar{R}_{j+1} = 10$ . Номограмма (см. рис. 20) составлена для учета ближнего рельефа в области 100 м. Здесь принято восемь лучей-радиусов. В области от 0,1 до 30 км число лучей 16. Плотность всюду принята  $\sigma = \sigma_0 = 2,0$ . В случае другой плотности поправка должна умножаться на отношение  $\frac{\sigma}{2,0}$ .

Для учета рельефа в радиусе 100 м надо иметь крупномасштабные карты 1 : 1000 или 1 : 2000. Для учета рельефа в радиусе до 30 км надо иметь карты масштаба 1 : 10 000, 1 : 25 000 и 1 : 50 000. Во многих случаях, когда точность учета рельефа может ограничиваться  $\pm(0,1-0,2)$  мгл, достаточно карт масштаба 1 : 25 000 и 1 : 50 000.

## § 9. РЕДУКЦИИ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ И ОБРАЗОВАНИЕ АНОМАЛИЙ НА МОРЕ

Измерения силы тяжести на морях и океанах производят с существующей аппаратурой на различных высотах относительно уровня моря. Если измерение силы тяжести производят с надводных кораблей, то точка измерения обычно находится на уровне моря или на несколько метров выше; а если в подводной лодке, то точка измерения находится на глубине нескольких десятков или сотен метров ниже уровня моря. При использовании донного гравиметра глубина точек наблюдения от уровня моря совпадает с глубиной морского дна.

На надводном корабле гравиметрический прибор при измерении силы тяжести располагается на высоте над уровнем моря, а вычисление аномалий в свободном воздухе производится по формуле (III.2). В подводной лодке или на любом другом судне гравиметрический прибор располагается ниже уровня воды, а для приведения наблюдения к уровню моря кроме редукций в свободном воздухе

вычисляется поправка Проя, учитывающая притяжение массы слоя воды, заключенной между уровнем моря и уровнем точки наблюдения на глубине. Тогда аномалии силы тяжести вычисляются по формуле

$$\Delta g_{\text{св. в}} = g - \gamma_0 - 0,3086p + 0,0838\sigma_{\text{в}}p, \quad (\text{III.33})$$

где  $p$  — глубина погружения;  $g$  и  $\gamma_0$  — соответственно наблюдаемое и нормальное значения силы тяжести;  $\sigma_{\text{в}}$  — плотность воды, равная  $1,03 \text{ г/см}^3$ .

Поправка  $-0,3086p$  берется со знаком минус при условии, что глубина  $p$  положительна как в этой поправке, так и в поправке  $+0,0838 \sigma_{\text{в}}p$ , учитывающей притяжение слоя масс воды. С указанным значением плотности воды формула (III.33) упрощается:

$$\Delta g_{\text{п}} = g - \gamma_0 - 0,222p. \quad (\text{III.34})$$

Для изучения строения земной коры часто используются аномалии, в которых помимо поправок учитывается недостаток масс между уровнем моря и морским дном, которое заполнило бы это пространство до средней плотности пород верхних слоев земной коры ( $\sigma = 2,67 \text{ г/см}^3$ ).

Поправка вычисляется в предположении, что происходит притяжение плоского слоя масс, толщина которого равна глубине морского дна, а плотность — разности средней плотности земной коры  $\sigma$  и плотности морской воды  $\sigma_{\text{в}}$ . Обычно  $\Delta\sigma = \sigma - \sigma_{\text{в}} = 1,64 \text{ г/см}^3$ . Такие аномалии обычно называют аномалиями Буге.

Формула для вычисления аномалий Буге при измерениях силы тяжести на надводном корабле имеет вид

$$\Delta g_{\text{Б}} = g - \gamma_0 + 0,3086h + 0,0419(\sigma - 1,03)P, \quad (\text{III.35})$$

где  $P$  — глубина морского дна в м, аномалия получается в мгл;  
 $h$  — высота прибора над уровнем моря.

При вычислении аномалий Буге по результатам измерений силы тяжести в подводной лодке или буксируемой гондоле применяется формула

$$\Delta g_{\text{Б}} = g - \gamma_0 - 0,222p + 0,0419(\sigma - 1,03)P, \quad (\text{III.36})$$

где глубины  $p$  и  $P$  считаются положительными.

В случае вычисления аномалий Буге по измерениям с донным гравиметром глубина  $p = P$ , тогда формула (III.36) упрощается:

$$\Delta g_{\text{Б}} = g - \gamma_0 - (0,265 - 0,0419\sigma)P, \quad (\text{III.37})$$

где  $\sigma$  — плотность верхних слоев земной коры.

При вычислении более точных аномалий Буге необходимо вводить поправку за рельеф морского дна. Она должна учитывать влияние притяжения избытка масс, возвышающихся над уровнем, проходящим через точку, расположенную на морском дне и являющуюся проекцией точки наблюдения, и недостачу масс ниже этого уровня.

В неблагоприятных условиях поправка за рельеф может достигать нескольких десятков миллигал.

Выбор редукций силы тяжести обусловлен поставленными задачами. В соответствии с этим же дается и истолкование выбранной редукции.

Аномалия в свободном воздухе является отклонением реально наблюдающейся в данной точке истинной силы тяжести от ее нормального значения. В этом смысле она представляет истинное гравитационное поле. То же можно сказать про аномалии Прея с поправкой на неточность знания плотностей и распределения масс в коре. Эти аномалии представляют истинное значение силы тяжести на геоиде.

Совсем иной смысл имеют аномалии Буге. При их образовании мы исключаем влияние некоторой части земных масс, тем самым как бы изменяя Землю, создаем новую искусственную ее модель. Поэтому и происходит заметное искажение формы геоида, определенного по аномалиям Буге. Образованное таким образом аномальное гравитационное поле не соответствует истинному полю Земли, а представляет собой поле некоторой искусственной модели.

Введение редукций Буге создает ложное гравитационное поле, обусловленное не фактической величиной притяжения, а искусственным удалением или добавлением масс. Величина этих масс при введении поправки Буге пропорциональна высоте или глубине моря в точке наблюдения

$$\Delta g_B = g_n - (\gamma_0 - 0,308H) - 0,0419\sigma H. \quad (\text{III.38})$$

Последний член этого уравнения не связан с силой тяжести ни с наблюдаемой, ни с нормальной. При больших  $H$ , т. е. в горных областях и в океанах, он намного превосходит собственно аномалию, т. е. отклонение истинной силы тяжести от нормальной. Поэтому на океанах появляется огромный положительный фон, а в горах — отрицательный.

Таким образом, аномалии Буге повторяют в основных чертах рельеф твердой оболочки земной коры. Наглядно это видно на рис. 21. Здесь показан ход рельефа твердой оболочки, аномалий Буге и аномалий в свободном воздухе по маршруту  $x$ , идущему от берегов Северной Америки до Гавайских островов. Аномалии Буге очень близко повторяют ход рельефа до островной области, где в силу отсутствия компенсации возникают большие отклонения силы тяжести от нормальной, т. е. возникают большие аномалии в свободном воздухе и, естественно, нарушают указанную зависимость.

Вследствие изостатической компенсации происходит выравнивание больших отклонений реальной силы тяжести от нормального распределения ее, поэтому на материках и океанах в основном редко встречаются большие аномалии. В то же время отдельные структуры, которые в силу своей локальности не могут скомпенсироваться, оказываются исключением из этого правила и над ними возникают



значительные аномалии. Таковы большие положительные аномалии на островах и островных дугах, на горах; отрицательные аномалии над глубоководными океаническими впадинами. В этих местах нарушается естественная зависимость аномалий Буге от рельефа и возникает зависимость аномалий в свободном воздухе от рельефа. От этой зависимости можно избавиться, например, введением эмпирического коэффициента. Но следует не упускать из вида, что такая зависимость имеет место для одних узколокальных областей. Когда рассматриваемые области достигают размеров блоков, участвующих в компенса-

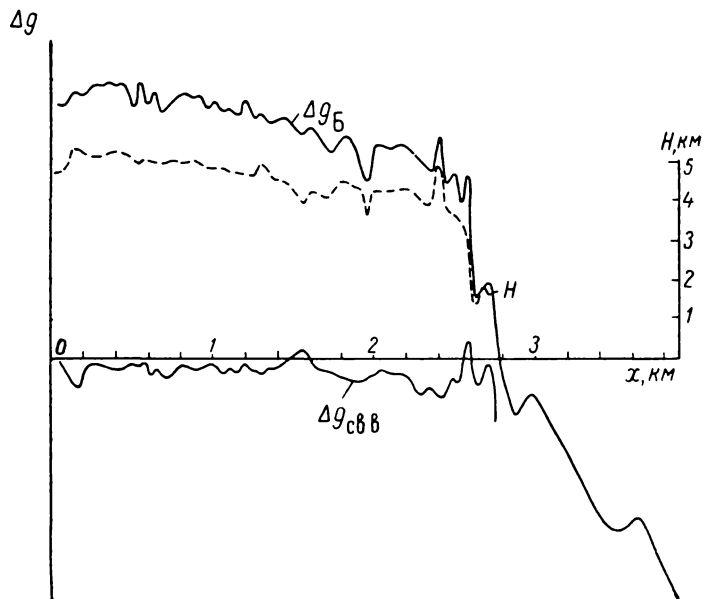


Рис. 21. Графики аномалии Буге, аномалий в свободном воздухе и рельефа дна от Северной Америки до Гавайских островов.

ции, такая зависимость исчезает. Поэтому для аномалий на отдельных пунктах четко видна их зависимость от высоты. Для осредненных градусных клеток она сглаживается, а в 5-градусных квадратах уже совсем не проявляется. В то же время для аномалий Буге такая зависимость четко проявляется для больших регионов и нарушается для отдельных участков, расположенных в том же структурном регионе. Это свойство аномалий Буге делает их удобными для интерполяции, и, в частности, поэтому аномалии Буге используются в геодезической гравиметрии для так называемой косвенной интерполяции, применяющейся в горных областях. В этом случае по сравнительно или плавно изменяющемуся полю аномалии Буге производится интерполяция, ошибка которой существенно уменьшается по сравнению с ошибкой интерполяции аномалий в свободном воздухе,

и уже по интерполированным осредненным значениям осуществляется переход к аномалиям в свободном воздухе.

Этот метод в принципе эквивалентен методу снятия влияния высот введением высотных коэффициентов. В геодезической гравиметрии аномалии Буге применяются только для этой операции. В геологии введение поправки Буге можно рассматривать как исключение влияния известных масс, представляемых плоским слоем с заданной плотностью. Снятие такого влияния естественно сделает более наглядной связь остаточных аномалий с изучаемыми аномальными массами.

В этом плане аномалии Буге можно рассматривать как одну из форм выделения локальных полей. Степень успешности такого выделения в значительной мере зависит от правильного выбора плотностей при образовании поправки Буге.

Т а б л и ц а 9  
Величины ложных аномалий  
в зависимости от ошибки  
принятой плотности  $\sigma$

$\pm \delta \sigma, \text{ г/см}^3$	$\pm \delta g, \text{ мгл}$
0,1	2,1
0,2	4,2
0,3	6,3
0,4	8,4
0,5	10,5

При правильно принятой плотности промежуточного слоя введение поправки Буге снимает влияние этого слоя и более четко выявляет влияние аномальных масс, поиски которых и являются целью образования аномалий Буге. Неточное знание плотностей приводит к тому, что появляются ложные аномалии Буге, не соответствующие полю предполагаемой модели. В самом деле, при построении гравитационного поля в аномалиях Буге мы создаем модель Земли со снятым промежуточным слоем (от точки наблюдения до уровня моря).

Однако, если принятая нами при образовании поправок Буге плотность отличается от истинной, мы не построим такую модель. В местах отличия или сохранится часть масс промежуточного слоя, или снимутся излишние массы. Таким образом, появятся ложные аномалии. Эти ложные аномалии при высоте 500 м и ошибке  $\delta \sigma$  в плотности достигнут следующих величин (табл. 9).

Ложные поля даже при средних высотах могут достигать значительных величин. При образовании аномалий Буге на океанах методом «засыпки» тоже появятся большие ложные аномалии, отображающие в первую очередь глубины, а не гравитационное поле. Кроме того, образованное поле аномалий не сглаживается, как это случается с аномалиями Буге в горных областях, а становится более неправильным, в силу чего оно не применимо и для косвенной интерпретации аномалий. Фактическое гравитационное влияние неровностей морского дна на поверхность воды сглаживается за счет их удаленности. В то же время поправки за промежуточный слой, вводимые при образовании аномалий Буге, в полной мере зависят от изменения глубины. Таким образом, формы рельефа дна проявятся в аномалиях Буге на поверхности океана точно так же, как и на уровне дна, тогда как реальное гравитационное поле будет сглажено-

ным вследствие удаленности поверхности океана от аномальных форм рельефа.

Легко рассчитать степень такого сглаживания. Представим дно океана в виде цилиндрической поверхности, которая вдоль некоторого профиля имеет волнистый характер и может быть представлена синусоидой с длиной волны  $L$  и амплитудой  $A$ . Этот рельеф можно сконденсировать на плоскость так, что в местах возвышенностей поверхностная плотность достигает некоторого максимума, а в некоторых местах опускания — минимума, имеющего отрицательное значение. Тогда поверхностная плотность вдоль профиля представится формулой

$$\sigma_n = A\sigma \cos \frac{\pi}{L} x,$$

где  $\sigma$  — разность плотностей дна океана и морской воды.

Потенциал, возбуждаемый такой линией переменной плотности в точке, расположенной на поверхности океана,

$$V = f \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{dm}{r},$$

а аномалии в той же точке

$$\Delta g = Af\sigma e^{-\frac{\pi}{4}H} \cos \frac{\pi x}{L}. \quad (\text{III } 39)$$

На дне океана ( $H = 0$ )

$$\Delta g = Af\sigma \cos \frac{\pi x}{L}. \quad (\text{III } 40)$$

При уменьшении длины волны  $L$  и увеличении глубины моря  $P$  влияние рельефа на поверхности ослабевает. Поэтому в случае ровного дна с медленными опусканиями и поднятиями этот эффект будет незначительным. Так, при длине волны рельефа в 100 км и амплитуде 400 м его влияние на поверхности моря и на уровне дна практически совпадают. Для глубины моря 4 км влияние рельефа на поверхности составляет 13,3 мгл, а на уровне дна 14,4 мгл. По эхолотным записям известно, что часто дно океана представляет собой всхолмленную равнину с высотами, изменяющимися на участках в несколько километров. Если при той же амплитуде 400 м длина волны рельефа сократится до 5 км, то влияние рельефа на поверхности составит уже 1,2 мгл при тех же 14,4 мгл на уровне дна. Полное же колебание поправки Буге за притяжение промежуточного слоя составит 28 мгл. Эта величина является чистой ошибкой, вносимой неправомочным введением поправки за промежуточный слой.

Появление таких ошибок возможно также за счет ошибки в координатах корабля при снятии глубин с карты. В случае, если глубина снята в точке, сдвинутой относительно нахождения судна над впадинами, могут возникнуть аномалии, уменьшенные на 10—20 мгл,

над холмами — увеличенные. Ложные аномалии могут также существенно исказить представление о гравитационном поле океанов.

В табл. 10 приведены величины  $\delta g$ , возникающие вследствие влияния притяжения синусоидального слоя для различных амплитуд  $A$  и длин волн  $L$ , а также полные величины изменения поправки Буге при переходе от точек, расположенных над возвышенностями, к точкам над впадинами.

Т а б л и ц а 10

Ошибки в аномалиях Буге за счет влияния рельефа дна

A, м	$\delta g$ (мгл) на уровне моря при различных длинах $L$ (км)				$\delta g$ на уровне масс ( $H=0$ ) при $L=100$ км. мгл	$\delta g$ при изменении глубины на величину $A$ , мгл
	1	10	20	100		
50	0,00	0,51	0,95	1,67	1,8	3,5
100	0,00	1,02	1,90	3,4	3,6	7,0
200	0,00	2,04	3,78	6,65	7,2	14,0
400	0,00	4,03	4,57	13,30	14,4	28,0

Обратим внимание еще на одно обстоятельство, искажающее изучаемые аномалии. Обычно мы получаем так называемые смешанные аномалии, в которых наблюдаемое значение силы тяжести отнесено к физической поверхности Земли (или к геоиду), а нормальные значения силы тяжести — к поверхности, образованной системой нормальных высот (или к нормальному эллипсоиду). Таким образом, разность  $g - \gamma$  несет в себе не только информацию об отклонении реального в данной точке значения силы тяжести от значения нормального, но и информации о расхождении самих точек. Высоты геоида изменяются в пределах 100 м. Значит, аномалии силы тяжести только за счет отнесения наблюдаемого и нормального значения к разным поверхностям могут быть искажены на величины до 30 мгл. Правда, такие искажения будут иметь место на больших расстояниях. В области тех или иных локальных съемок эти расхождения будут ничтожны.

## Глава IV

# ИЗМЕНЕНИЕ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ ВО ВРЕМЕНИ. ПРИЛИВЫ

### § 1. ЛУННО-СОЛНЕЧНЫЕ ВОЗМУЩЕНИЯ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

Сила тяжести в каждой точке земной поверхности не является строго постоянной величиной, а претерпевает незначительные периодические изменения под действием притяжения Луны и Солнца, периодически изменяющих свое положение относительно данной точки. Такие изменения силы тяжести под действием Луны и Солнца называются лунно-солнечными вариациями, или лунно-солнечными возмущениями силы тяжести. Максимальные изменения силы тяжести достигают от возмущения Луны  $\Delta g_{\text{л max}} = 0,16452$  мгл и от Солнца  $\Delta g_{\text{с max}} = 0,07576$  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. Для этого 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 уровеньная поверхность, определяющая фигуру Земли, несколько переместится в сторону притягивающего тела, т. е. возникнет прилив. Вода начнет перетекать в этом направлении и ее уровень поднимется. Суша тоже несколько поднимется. Когда светило окажется в квадратуре, т. е. будет располагаться под углом  $90^\circ$  к отвесу, восстановленному в точке наблюдения, т. е. на горизонте, прилив спадет полностью. Наступит отлив. Когда светило окажется расположенным с противоположной стороны Земли относительно исследуемой точки, то в ней снова возникнет прилив. Такое явление происходит вследствие того, что при движении по орбите Луна вызывает некоторое смещение центра масс Земли. Движение происходит около общего центра масс Луна — Земля. При этом происходит смещение всех масс, и чем ближе они к возмущающему телу, тем смещение

больше. Поэтому больше всего сместятся массы, для которых Луна в зените, меньше — центральные массы и еще меньше — массы, для которых Луна в надире (рис. 22). Для того чтобы получить величины возмущающей силы, надо из проекции векторов возмущения  $T$  на поверхности Земли вычесть проекцию вектора возмущения  $T_0$  на центр. Пропорционально возмущающим векторам будет и перемещение урвенной поверхности. Возмущения достигают максимума в местах, где светило в зените и надире, тогда как в квадратурах имеется даже некоторое понижение урвенной поверхности.

Величина перемещения урвенной поверхности Земли под возмущающим действием Луны и Солнца достигает следующих величин.

Наибольший подъем урвенной поверхности от Луны 35,6 см, наибольшее опускание — 17,8 см. Таким образом, наибольшая ам-

плитуда вызванных Луной колебаний урвенной поверхности составляет 53,4 см.

Наибольший подъем урвенной поверхности от Солнца 16,4 см, наибольшее опускание 8,2 см, наибольшая амплитуда 24,6 см.

При определенных положениях Луны и Солнца относительно рассматриваемой точки амплитуда перемещений урвенной поверхности может достигнуть 78 см. Такой же величины высота прилива могла бы достичь, если бы Земля была абсолютно твердой, но имела бы оболочку из идеально текучей жидкости, и если бы не было эффек-

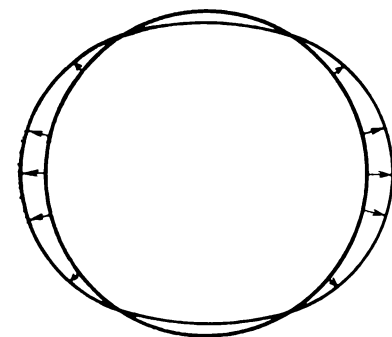


Рис. 22. Схема возникновения луно-солнечных приливов.

тов резонанса. Для абсолютно твердой Земли приливы отсутствовали бы. На самом деле Земля имеет в основном жидкую, а частично твердую пластическую оболочку и сама не является абсолютно твердой. Поэтому амплитуда прилива лежит между максимальной амплитудой 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 в 51 см для области экватора. 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 медленны, меньше 4 см в час, и относительные перемещения близрасположенных предметов совсем малы.

Под влиянием возмущений Луны и Солнца периодически изменяется положение отвесной линии, т. е. изменяются наклоны урвенной поверхности. Отвесная линия при вращении Земли описывает эллиптический конус, вырождающийся в плоскость орбиты

Луны и превращающийся в правильный круговой конус в области полюсов. Иными словами, под влиянием возмущающего действия Луны и Солнца происходит периодическое изменение широт или, что то же самое, изменение положения полюса Земли. Полюс описывает эллиптические кривые с малым эксцентриситетом.

Под влиянием возмущающего действия Луны и Солнца происходят океанические приливы, достигающие в некоторых областях Земли нескольких метров высоты.

Максимальные высоты приливов (в м) в разных областях земного шара имеют следующие значения.

Залив Фанди (Канада) . . . . .	13,6
Залив Фробишер . . . . .	13,6
Северн (Великобритания) . . . . .	13,1
Бухта Мон-Сен-Мишель (Франция) . . . . .	12,6
Средиземное море . . . . .	0,4

Явление прилива в океане очень сложно. Его величина зависит от протяженности поверхности свободной воды от точки, где рассматривается прилив, 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 служба изучения их и наблюдения за ними.

## § 2. ЭЛЕМЕНТАРНАЯ ТЕОРИЯ СТАТИЧЕСКИХ ПРИЛИВОВ

Выведем формулу для вычисления возмущения силы тяжести небесным светилом для абсолютно твердой Земли. На рис. 23 обозначим:  $O$  — центр масс;  $A$  — точка, в которой нужно определить

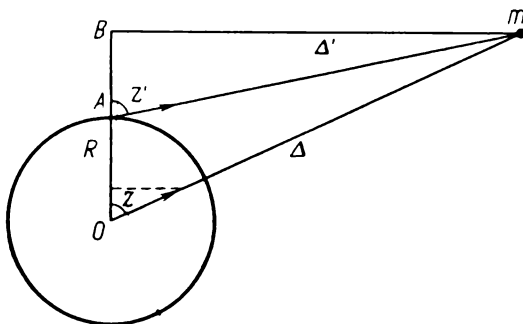


Рис. 23. Пояснение к выводу формулы для учета влияния лунно-солнечных возмущений силы тяжести.

возмущение силы тяжести;  $m$  — масса притягивающего тела;  $z$  и  $z'$  — зенитные расстояния притягивающего тела в точке  $A$  и в центре Земли соответственно;  $R$  — радиус Земли;  $\Delta$  и  $\Delta'$  — расстояния

от центра Земли и от точки  $A$  до притягивающего тела. Кроме того, через  $\delta g$  обозначим возмущение силы тяжести светилом.

Возмущение силы тяжести в точке  $A$  равно разности векторов притяжения светила в центре и искомой точке, т. е.

$$\delta g = -\frac{fm}{\Delta'^2} \cos z' + \frac{fm}{\Delta^2} \cos z.$$

Умножим числитель и знаменатель первого слагаемого на  $\Delta$  и второго на  $\Delta'$ , тогда

$$\delta g = fm \left( \frac{\Delta}{\Delta'^3} \cos z - \frac{\Delta'}{\Delta^3} \cos z' \right). \quad (\text{IV.1})$$

Из рис. 24 видно, что  $\Delta' \cos z' = \Delta \cos z - R$ . Тогда

$$\delta g = fm \left( \frac{\Delta}{\Delta^3} \cos z - \frac{\Delta \cos z - R}{\Delta'^3} \right).$$

Имея в виду, что  $\Delta \gg R$ , можно считать, что

$$\Delta' = \Delta - R \cos z,$$

откуда

$$\frac{1}{\Delta'^3} = \frac{1}{\Delta^3} \left( 1 - \frac{R}{\Delta} \cos z \right)^{-3}.$$

Раскладывая скобку по биному Ньютона, получим

$$\frac{1}{\Delta'^3} = \frac{1}{\Delta^3} \left( 1 + 3 \frac{R}{\Delta} \cos z \right). \quad (\text{IV.2})$$

Малые члены, содержащие  $\left( \frac{R}{\Delta} \right)^2$ , мы отбрасываем.

Теперь, вводя (IV.2) в (IV.1), найдем

$$\delta g = fm \left[ \frac{\Delta}{\Delta^3} \cos z - \frac{\Delta'}{\Delta^3} \left( 1 + 3 \frac{R}{\Delta} \cos z \right) \cos z' \right].$$

Снова, вводя значение  $\Delta' \cos z' = \Delta \cos z - R$ , получим

$$\delta g = fm \left[ \frac{\Delta}{\Delta^3} \cos z - \frac{\Delta \cos z - R}{\Delta^3} \left( 1 + 3 \frac{R}{\Delta} \cos z \right) \right]$$

и, сокращая подобные члены, имеем

$$\delta g = \frac{fmR}{\Delta^3} \left( 1 + 3 \frac{R}{\Delta} \cos z - 3 \cos^2 z \right). \quad (\text{IV.3})$$

Введем принятое в астрономии обозначение  $\frac{R}{\Delta} = \sin P$ , так называемый горизонтальный параллакс, т. е. угол, под которым со светила виден земной радиус. Выражая теперь расстояние  $\Delta$  через параллакс, получаем

$$\delta g = \frac{fmR}{R^3} \sin^3 P \left( 1 + 3 \frac{R}{\Delta} \cos z - 3 \cos^2 z \right),$$



и, наконец, обратив внимание на то, что  $f \frac{M}{R^2} = g$  — среднее значение силы тяжести для шарообразной Земли, где  $M$  — масса Земли, будем иметь

$$\begin{aligned}\delta g &= g \sin^3 P \frac{m}{M} \left( 1 + 3 \frac{R}{\Delta} \cos z - 3 \cos^2 z \right) = \\ &= g \sin^3 P \frac{m}{M} (1 + 3 \sin P \cos z - 3 \cos^2 z).\end{aligned}\quad (\text{IV.4})$$

Обычно малый член  $3 \sin P \cos z$  отбрасывают, и формула окончательно принимает вид

$$\delta g = g \sin^3 P \frac{m}{M} (1 - 3 \cos^2 z),$$

или, заменяя  $\cos^2 z$  через косинус двойного угла,

$$\delta g = g \sin^3 P \frac{m}{M} \frac{3}{2} \left( \cos 2z + \frac{1}{3} \right).\quad (\text{IV.5})$$

Формула (IV.5) является рабочей формулой для вычислений лунно-солнечных возмущений силы тяжести. Однако обычно вычисления производят при помощи таблиц или номограмм, которые рассчитываются по формуле (IV.5).

Отношение масс возмущающего тела к массе Земли  $\frac{m}{M}$  равно для Луны 0,01227, для Солнца 332000. Параллакс Солнца при годичном движении изменяется от  $8'',65$  до  $8'',95$ . Среднее значение  $P = 8'',80$ . Тогда формула (IV.5) для Солнца принимает вид

$$\delta g_c = 0,03788 \left( \cos 2z + \frac{1}{3} \right).\quad (\text{IV.6})$$

При этом принято  $g = 982\,050$  мгл.

Для Луны параллакс в течение месяца изменяется от  $53',5$  до  $61',6$ . Среднее значение  $P = 57'$ . Тогда для Луны

$$\delta g_l = 0,08226 \left( \cos 2z + \frac{1}{3} \right) k_p,\quad (\text{IV.7})$$

где введен множитель  $k_p$ , учитывающий изменение расстояния до Луны в пределах от 0,83 до 1,26 среднего расстояния. Для выбора  $k_p$  составляется специальная таблица или номограмма, по которой коэффициент  $k_p$  находится по аргументу  $P$  — параллаксу.

При положении возмущающего небесного тела в зените ( $z = 0$ ) или в надире ( $z = 180^\circ$ ) поправка  $\delta g$  принимает максимальное значение. При этом для Солнца она равна  $\delta g_{c \max} = +0,061$  мгл и для Луны при наибольшем параллаксе  $\delta g_{l \max} = +0,166$  мгл. Поправка  $\delta g$  равна нулю при  $z = 54^\circ 44'$  и при  $z = 125^\circ 16'$ . При положении возмущающего тела в горизонте ( $z = 90^\circ$ ) поправка  $\delta g$  принимает минимальное значение, при этом для Солнца она равна  $\delta g_{c \min} = -0,03$  мгл и для Луны  $\delta g_{l \min} = -0,083$  мгл.

Разность силы тяжести в двух точках при наблюдениях в одной из них при максимальном возмущении и в другой — при минимальном

может вызвать ошибку в разности  $\Delta g$  до 0,3 мгл. Для учета поправок лунно-солнечных возмущений силы тяжести составлены специальные таблицы и номограммы, из которых можно получить величины поправок  $\delta g$  по известному на данный момент зенитному расстоянию светила, которое публикуется в астрономических ежегодниках. Наиболее известны и употребимы в СССР таблицы и номограммы для вычисления поправок за влияние лунно-солнечного притяжения, составленные П. Ф. Шокиным.

### § 3. КЛАССИФИКАЦИЯ ПРИЛИВНЫХ ВОЛН

Если провести тщательный анализ явления, 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. Она меньше полусуток вследствие собственного движения Луны. Аналогичная волна получается от возмущения Солнцем. Эти волны вследствие различного собственного движения Луны и Солнца имеют переменный сдвиг фаз. Волна с полумесячным периодом возникает вследствие обращения Луны вокруг Земли и т. д. Приливные волны можно разделить на три основных типа.

К первому типу относятся волны, охватывающие всю Землю от полюса до полюса, фронт которых располагается по меридиану. Эти волны имеют максимум на меридиане, над которым светило находится в зените, и на меридиане, расположенном от него на  $180^\circ$ . В квадратурах, т. е. в меридианах, расположенных на  $90^\circ$  от того, где светило в зените, волна имеет минимум, а перемена знака имеет место на меридианах, расположенных в  $45^\circ$  от максимальных. Это так называемые секториальные волны, имеющие полусуточный период. Величина прилива в секториальной волне изменяется от экватора к полюсу от максимума до нуля. Секториальная волна, возникающая от суточного вращения Земли, имеет 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. Вследствие этого возникают так называемые полусуточные эллиптические волны, обозначаемые  $N_2$  с периодом 12 ч 39 мин и  $L_2$  с периодом 12 ч 11 мин. Вследствие наклона лунной орбиты к экваториальной плоскости Земли, т. е. изменения расположения светила над Землей, возникает волна  $K_2$ , называемая деклинационной, с периодом 11 ч 58 мин.

Полусуточные секториальные волны от Солнца возникают аналогичным образом. Главная полусуточная солнечная волна  $S_2$  имеет период 12 ч, две эллиптические волны  $R_2$  и  $T_2$  возникают от изменения скорости движения Солнца в перигее и апогее, и декли-

национная волна  $K_2$  практически неотделима от лунной деклинационной волны.

Ко второму типу относятся 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, допустим севернее экватора, в этой точке возникнет прилив. Этот же прилив возникнет в точке антипода, т. е. на меридиане, отстоящем на  $180^\circ$ , но уже южнее экватора. В то же время в противоположных полушариях — на  $90^\circ$  к югу от первой точки и к северу от второй — будут минимумы прилива. Здесь границей раздела служит экватор. Максимум прилива в северном полушарии относительно южного сдвинут по времени (или по меридиану, что одно и то же) на  $180^\circ$ . 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.

К третьему типу относятся волны большого периода, вызванные движением Луны. Долгопериодические волны, связанные с временем изменения склонения возмущающего светила, имеют зональный характер. Они пробегают в теле Земли, имея фронт не по меридиану, как суточные и полусуточные, а по параллели. Их узловой линией является параллель в  $35^\circ 16'$ , до которой распространяется максимум прилива. Здесь изменяется знак волны. Эта волна называется зональной. Период волны для Луны 14 суток (волна  $M_1$ ) и 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. Сейчас организована специальная служба слежения земных приливов с помощью гравиметров и наклономеров, с помощью наблюдений изменения широты места. Сложный анализ длительных рядов наблюдений позволяет разделить все эти волны, наблюдающиеся суммарно, и установить их связь с возмущающими факторами, а с их помощью получить некоторые сведения о внутреннем строении Земли.

#### § 4. ЗАВИСИМОСТЬ ПРИЛИВНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМЛИ ОТ ЕЕ УПРУГОСТИ. ЧИСЛА ЛЯВА

Изучение приливных деформаций Земли методами гравиметрии позволяет сделать заключение об упругих свойствах и тем самым расширить наши сведения о ее внутреннем строении. Дело в том, что при одной и той же возмущающей силе величина и сила деформации тела, т. е. величина прилива будет различной. Если бы Земля была абсолютно тверда, то возмущающее действие Луны и Солнца

никак не деформировало бы само тело. Однако уровенная поверхность силы тяжести для такой Земли, т. е. поверхность, перпендикулярная к суммарному вектору силы тяжести Земли, плюс возмущающая сила притяжения светила испытывала бы периодические вздувания и опускания на некоторую величину. Иными словами, если представить себе Землю окруженной идеальной, т. е. невесомой и абсолютно текучей жидкостью, то такая жидкость все время перетекала бы, образуя волну прилива с высотой  $\zeta$  в точках, где светило находится в зените и в надире. Изменения положения уровенной поверхности можно наблюдать по изменениям направления отвеса или наклонов уровня, а также с помощью измерения вариаций силы тяжести. В другом крайнем случае, если Земля абсолютно упруга, то под действием возмущающего притяжения светила — Луны или Солнца — будет происходить деформация Земли такая же, как и деформация уровенной поверхности, т. е. будет иметь место фактическое волновое колебание почвы с амплитудой  $\zeta$ . 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, она будет подниматься и опускаться, но на величину, меньшую величины  $\zeta$  — амплитуды перемещений уровенной поверхности.

Пусть в случае абсолютно твердой недеформируемой Земли поднятие уровенной поверхности под действием возмущающего потенциала  $T$  будет  $\zeta$ . Согласно теореме Брунса (I.20) это перемещение может быть выражено через возмущающий потенциал и напряженность гравитационного поля  $g$ :

$$\zeta = \frac{T}{g}. \quad (\text{IV.8})$$

Если Земля упругая, она деформируется под действием возмущающего потенциала. Тогда возникает некоторый дополнительный потенциал от переместившихся масс, равный  $kT$ , где  $k \ll 1$ . Перемещение уровенной поверхности в этом случае

$$\zeta_1 = \frac{T(1+k)}{g}. \quad (\text{IV.9})$$

Величина  $k$  называется первым числом Лява. В случае абсолютно твердой Земли  $k = 0$ . Чем больше  $k$ , тем более упруга Земля. Второе число Лява вводится как коэффициент, определяющий реальную деформацию Земли  $\zeta$ . Эта деформация заведомо меньше деформации  $\zeta$  уровенной поверхности абсолютно твердой Земли. Ее можно получить, введя коэффициент  $h < 1$ ,

$$\zeta_2 = h\zeta = h \frac{T}{g}. \quad (\text{IV.10})$$

В случае абсолютно твердой Земли  $h = 0$ , а в случае идеально упругой —  $h = 1$ .

Высота прилива относительно деформируемой Земли получится как разность высоты  $\zeta_1$  — истинного прилива с учетом деформации и  $\zeta_2$  — высоты приливной деформации Земли:

$$\zeta_3 = \zeta_1 - \zeta_2 = \frac{T}{g} (1 + k - h). \quad (\text{IV.11})$$

Кроме вертикальных смещений уровенной поверхности возмущающее светило вызывает периодические вариации уклонения отвесной линии. Эти уклонения можно разложить на составляющие по широте и долготе. Для абсолютно твердой Земли вариации уклонения отвесной линии будут соответственно равны производной от деформации уровенной поверхности по широте  $\varphi$  и долготе  $\lambda$ :  $\xi = \frac{1}{g} \frac{\partial T}{\partial \varphi}$ ,  $\eta = \frac{1}{g \cos \varphi} \frac{\partial T}{\partial \lambda}$ .

Для упругой Земли соответствующие величины будут

$$\begin{aligned} \xi' &= l\xi = l \frac{1}{g} \frac{\partial T}{\partial \varphi}, \\ \eta' &= l\eta = l \frac{1}{g \cos \varphi} \frac{\partial T}{\partial \lambda}. \end{aligned} \quad (\text{IV.12})$$

Коэффициент  $l$ , характеризующий упругость Земли, называется числом Сиды,  $l < 1$ .

Возмущающее воздействие Луны и Солнца на силу тяжести на упругой Земле складывается из:

1) прямого действия возмущающего потенциала

$$\delta g_1 = \frac{\partial T}{\partial R};$$

2) влияния вторичного потенциала, вызванного перемещением масс в приливе:

$$\delta g_2 = \frac{\partial k}{\partial R} T + \frac{\partial T}{\partial R} k;$$

3) изменения силы тяжести, вызванного изменением высоты  $H$  на величину прилива  $\zeta$ :

$$\delta g_3 = \frac{2g}{R} \zeta.$$

Общее изменение силы тяжести под влиянием лунно-солнечных возмущений получается как сумма всех этих изменений

$$-\Delta g = \frac{\partial T}{\partial R} + \frac{\partial k}{\partial R} T + \frac{\partial T}{\partial R} k + \frac{2g}{R} \zeta.$$

Пользуясь теорией потенциала, можно показать, что

$$\frac{\partial T}{\partial R} = \frac{2T}{R}; \quad \frac{\partial k}{\partial R} T + k \frac{\partial T}{\partial R} = -3k \frac{T}{R};$$

$$\frac{2g}{R} \zeta = \frac{2T}{R} h,$$

где  $k$  и  $h$  — числа Лява.

Тогда

$$-\Delta g = -\frac{2T}{R} \left( 1 + h - \frac{3}{2} k \right).$$

Подставляя  $\frac{2T}{R} = \Delta g_0$ , получим

$$-\Delta g = \Delta g_0 \left( 1 + h - \frac{3}{2} k \right). \quad (\text{IV.13})$$

Величину скобки  $(1 + k - h) = \gamma$  находят из наблюдений вариаций наклонов, а  $(1 + h - \frac{3}{2} k) = \delta$  — из наблюдений вариации силы тяжести. Полученные из наблюдений значения  $\delta$  и  $\gamma$  лежат в следующих пределах:  $1,14 < \delta < 1,21$ ,  $0,65 < \gamma < 0,75$ . Среднее значение  $k$  равно 0,34, значение  $h = 0,9$ .

## § 5. О ВЕКОВЫХ ИЗМЕНЕНИЯХ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

Кроме изменений периодических, имеются и непериодические, так называемые вековые изменения силы тяжести. Однако они столь малы, что пока еще никому не удалось их обнаружить. И неудивительно. Ведь эпоха точных гравиметрических измерений, строго говоря, насчитывает не более двух десятилетий. Вековые же изменения уже по определению требуют длительного времени для их обнаружения. Однако наличие таких вековых изменений не подлежит сомнению. Назовем три причины, вызывающие вековые изменения силы тяжести на Земле. Две из них — локальные, земные очевидны, третья причина, имеющая значение для Вселенной в целом, гипотетична.

1. Известно, что Земля вращается вокруг своей оси неравномерно. Эта неравномерность отмечена с помощью высокоточных часов и различными косвенными методами. Неравномерность имеет сложный характер. Имеется периодическая неравномерность, связанная с сезонными и многолетними периодами, но имеется и вековое ускорение вращения Земли, постепенно уменьшающее длину суток. Есть указание на наличие этого уменьшения как в течение последних 2000 лет, так и последних 200 лет.

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

2. Земля — не остывшее, безжизненное тело. Она живет. Внутри нее происходят активные физические и химические процессы: распад радиоактивных элементов, разогрев одних областей и охлаждение других, преобразования веществ под действием температуры и давления, перетекание вещества и т. п. Эти процессы проявляются на поверхности Земли в вулканической деятельности, землетрясениях, образованиях и исчезновении островов, горячих источников, появлении 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, а отток их и замена его менее плотными массами должен вызвать их уменьшение. Однако появление возможности обнаружения названных эффектов дает геофизикам новое мощное средство для изучения внутреннего строения Земли.

Теоретически, очевидно, это все должно быть. Однако до последнего времени не имелось фактических данных, подтверждающих подобных изменений. Величина их лежала за пределами точности наблюдения. Но вот совсем недавно появились некоторые фактические данные, как будто подтверждающие подобные вековые изменения силы тяжести. Так, при повторных наблюдениях на ряде точек опорных сетей было обнаружено изменение силы тяжести на величины, которые трудно отнести за счет неточности измерений. Анализ таких изменений наметил хотя еще и не очень уверенную корреляцию их с тектоническими характеристиками области. Сейчас на это явление обращено большое внимание и для его изучения заложены специальные полигоны. Наблюдения на этих полигонах производятся на бетонных основаниях, уходящих на 1,5 м в землю. Одновременно с гравиметрическими наблюдениями производится высокоточная нивелировка.

3. Наконец, третьей возможной причиной векового изменения силы тяжести может быть гипотетическое вековое изменение гравитационной постоянной. Так, английским физиком Дираком было высказано смелое предположение, что фундаментальная физическая константа  $f$  в формуле Ньютона, определяющая силу взаимодействия гравитирующих масс, не есть константа в строгом смысле слова, а имеет очень медленное вековое уменьшение. Если это так, то и сила притяжения Земли должна уменьшаться с течением времени. Самые точные из возможных сейчас экспериментов на уровне  $10^{-11}$ — $10^{-12}$  не подтверждают этой гипотезы. Однако это не значит, что гипотеза не подтвердится на более высоких степенях точности.

*Часть вторая*  
**ОПРЕДЕЛЕНИЕ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ**

*Глава V. Способы определения силы тяжести*

*Глава VI. Гравиметры*

*Глава VII. Техника наблюдений с гравиметрами*

*Глава VIII. Гравитационные вариометры и градиентометры*

*Глава IX. Гравиметрические измерения на море*



## СПОСОБЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

§ 1. МАЯТНИКОВЫЙ СПОСОБ ИЗМЕРЕНИЯ  
СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

В настоящее время применяются три способа измерения силы тяжести: маятниковый, свободного падения и взвешивания на пружинных весах. Функцию пружины может выполнять упругая нить, газ и любой другой упругий элемент.

Маятниковый способ измерения силы тяжести особенно удобен вследствие изохронности колебания маятника. Точное выражение периода колебания математического маятника может быть представлено в виде бесконечного ряда

$$T = \pi \sqrt{\frac{l}{g}} \left[ 1 + \frac{1}{2} \sin^2 \frac{\alpha}{2} + \left( \frac{1 \cdot 3}{2 \cdot 4} \right)^2 \sin^4 \frac{\alpha}{2} + \dots \right], \quad (V.1)$$

где  $l$  — длина маятника;  $\alpha$  — угол наибольшего отклонения.

Под математическим маятником подразумевают идеальный маятник, представляющий собой точечную массу, подвешенную на нерастяжимой и невесомой абсолютно гибкой нити (рис. 24). Тогда длиной маятника  $l$  будет расстояние от точки подвеса маятника до точки, в которой сосредоточена вся масса маятника. Чтобы строго выполнялся закон колебания маятника, представленный формулой (V.1), маятник должен находиться в идеальных условиях, т. е. он должен колебаться в пустоте и на него не должны влиять изменения температуры и сила трения.

Всякий маятник, состоящий из протяженных масс, т. е. представляющий собой физическое тело (рис. 25), качающееся около некоторой точки подвеса, называется физическим маятником. Такой идеальный маятник совершает колебания по закону (V.1), однако роль длины в нем выполняет некоторая функция от формы, масс и расположения точки подвеса. Эта функция называется приведенной длиной маятника и имеет вид:

$$l = \frac{J_0}{aM},$$

где  $I_0$  — момент инерции относительно оси качания маятника ( $I_0 = \int r^2 dm$ );  $a$  — расстояние от оси качания до центра тяжести маятника;  $M$  — масса маятника.

Практически вследствие малости угла отклонения  $\alpha$  (обычно  $\alpha \leq 30'$ ) все члены, начиная с третьего ( $\sin^4 \frac{\alpha}{2}$ ), могут быть отброшены. Второй член рассматривается как поправка за амплитуду, которая вносится в измеренный период. Тогда

$$T = 2\pi \sqrt{\frac{l}{g}}. \quad (\text{V.2})$$

Если измерить период  $T$  и приведенную длину  $l$ , то найдем значение силы тяжести  $g$  в данной точке.

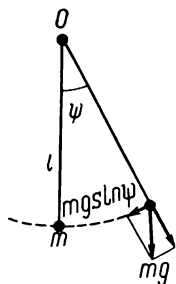


Рис. 24. Математический маятник.

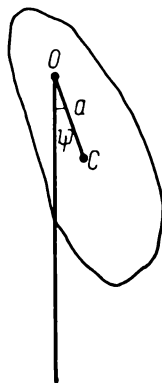


Рис. 25. Физический маятник.

Основным преимуществом маятникового способа определения силы тяжести является повторяемость процесса колебания и свойство изохронности. Период колебания маятника не изменится при затухании амплитуды, поэтому вместо измерения длительности одного колебания можно измерить длительность большого числа их, например тысячи, а длительность одного получить делением всего интервала на число колебаний.

Так как точность фиксирования концов интервала во времени одинакова, будь это одно колебание или  $n$ , то точность определения длины одного периода колебания, полученного делением интервала в  $n$  колебаний на  $n$ , будет в  $n$  раз выше точности непосредственно измеренного одного колебания. Таким образом, маятниковый способ определения силы тяжести допускает увеличение точности простым удлинением времени наблюдения. Именно поэтому он раньше всех других способов был применен в гравиметрии.

Точность определения периода колебания маятника при этом можно рассчитать, если прологарифмировать выражение (V.2) и взять от него производную

$$\frac{dT}{T} = \frac{1}{2} \frac{dl}{l} - \frac{1}{2} \frac{dg}{g}.$$

Допустим, что для определений силы тяжести требуется точность в 0,1 мгл, т. е. относительная ошибка должна составлять  $\frac{dg}{g} = 10^{-7}$ . Тогда длину маятника должны измерить с относительной ошибкой  $10^{-7}$ , что составляет для маятника длиной 1 м 0,1 мк, а период колебания с относительной ошибкой  $\frac{dT}{T} = 0,5 \cdot 10^{-7}$ . Если наблюдать колебания секундного маятника не 1 с, а, например, 2 ч и получить не одно колебание, а 7200 колебаний, то этот интервал достаточно знать с точностью в 7200 раз более низкой, т. е. время измерять с точностью  $0,5 \cdot 10^{-7} \cdot 7200 \approx 4 \cdot 10^{-4}$ . Однако остаются затруднения в достижении высокой точности, порядка  $10^{-7}$  при измерении длины. Достижение такой точности сопряжено с большими трудностями, поэтому чаще всего для измерения силы тяжести при помощи маятников применяют способ, исключающий измерение длины.

Производя наблюдения периода колебания одного и того же маятника в двух точках и считая  $l$  постоянным, получим два уравнения

$$T_0 = \pi \sqrt{\frac{l}{g_0}},$$

$$T_1 = \pi \sqrt{\frac{l}{g_1}}$$

с тремя неизвестными  $g_0, g_1, l$ . Исключая из этих уравнений  $l$ , выразим  $g_1$  через  $g_0$

$$g_1 = g_0 \frac{T_0^2}{T_1^2}. \quad (\text{V.3})$$

Если значение  $g_0$  силы тяжести в исходной точке известно, то имеем  $g_1$  — значение силы тяжести в точке, где произведены наблюдения.

Полагая  $T_1 - T_0 = \Delta T$ , найдем

$$\frac{g_1}{g_0} = \frac{T_0^2}{(T_0 + \Delta T)^2} = \left(1 - \frac{\Delta T}{T_0}\right)^{-2}.$$

Раскрывая скобку по биному Ньютона, получаем

$$g_1 = g_0 + 2g_0 \frac{\Delta T}{T_0} - 3g_0 \left(\frac{\Delta T}{T_0}\right)^2.$$

Пренебрегая квадратом малой величины, находим рабочую формулу для вычисления приращения силы тяжести по значениям силы

тяжести в исходном пункте и периодов в исходном и наблюдаемом пунктах

$$g_1 = g_0 + 2g_0 \frac{\Delta T}{T_0}.$$

Эта формула связывает приращение силы тяжести с приращением периода

$$\frac{\Delta g}{g} = \frac{2\Delta T}{T}.$$

Пусть  $g = 981\,000$  мгл;  $T_1 = 0,508$  с;  $\Delta g = 1$  мгл, тогда

$$\frac{1}{981\,000} = \frac{2\Delta T}{0,508},$$

$$\Delta T = 2,5 \cdot 10^{-7} \text{с},$$

т. е. 1 мгл соответствует  $2,5 \cdot 10^{-7}$  с и 0,4 мгл соответствует  $1 \cdot 10^{-7}$  с.

Таким образом, изменению силы тяжести на 1 мгл соответствует изменение периода колебания маятника на  $2,5 \cdot 10^{-7}$  с, или изменение периода колебания маятника на  $1 \cdot 10^{-7}$  с вызывается изменением силы тяжести на 0,4 мгл.

Способ определения силы тяжести, при котором измеряется приращение силы тяжести от исходной точки к искомой по приращению периода колебания маятника называется относительным. При этом необходимо знать значение силы тяжести в исходной точке.

В отличие от него определение силы тяжести в одной точке по измеренным периоду колебания и длине маятника называют абсолютным значением силы тяжести.

Маятниковый способ позволяет определить как относительное, так и абсолютное значение силы тяжести. Однако из сказанного выше, очевидно, что определение абсолютного значения силы тяжести значительно сложнее относительного, так как при этом требуется измерить длину с высокой степенью точности.

## § 2. СПОСОБ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ ПО НАБЛЮДЕНИЯМ СВОБОДНОГО ПАДЕНИЯ ТЕЛ

Способ определения силы тяжести по наблюдениям свободного падения тел основан на законе, связывающем путь  $S$ , пройденный свободно падающим телом в силовом поле напряженности  $g$ , и время  $t$ :

$$S = \frac{gt^2}{2}. \quad (V.4)$$

Этот способ позволяет определить силу тяжести  $g$ , если измерить путь, пройденный телом, и время его движения по нему. Этот способ в современном применении является только абсолютным. Точность измерения времени и пути, необходимую для того, чтобы обеспечить ошибку измерения  $g$  в 0,1 мгл, или относительную ошибку в  $10^{-7}$ ,

получим, если возьмем логарифм от обеих частей равенства (V.4) и продифференцируем:

$$\frac{dS}{S} = \frac{dg}{g} + \frac{2dt}{t}.$$

Чтобы установить теперь необходимую точность определения длины пути свободного падения, рассмотрим равенство  $\frac{dS}{S} = \frac{dg}{g}$ , полагая измерение времени абсолютно точным.

Допустим, что  $\frac{dg}{g} = 10^{-7}$ , тогда  $\frac{dS}{S} = 10^{-7}$ , т. е. при  $S = 1$  м  $dS = 0,1$  мк, т. е. длину пути падения тела надо знать с точностью до 0,1 мк.

Для установления необходимой точности измерения времени полагаем  $dS = 0$ . Воспользуемся соотношением

$$\frac{dg}{g} = \frac{2dt}{t},$$

откуда

$$dt = \frac{dg}{2g} t.$$

Так как согласно (V.4)  $t = \sqrt{\frac{2S}{g}}$ , то

$$dt = \frac{dg}{2g} \sqrt{\frac{2S}{g}},$$

или, подставляя  $\frac{dg}{g} = 10^{-7}$ ,  $S = 100$  см, получим

$$dt = 10^{-7} \cdot \frac{1}{2} \sqrt{\frac{2 \cdot 100}{980}} = 0,2 \cdot 10^{-7},$$

т. е. время надо знать с точностью до  $2 \cdot 10^{-8}$  (двух стотысячных долей секунды).

Ввиду таких высоких требований к измерениям этот способ стал практически применим лишь в последнее десятилетие, когда техника измерения времени обеспечила точность в восьмом и даже девятом знаках.

### § 3. СПОСОБ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ МЕТОДОМ ВЗВЕШИВАНИЯ

Способ определения силы тяжести методом взвешивания основан на принципе компенсации силы  $F = mg$ , развиваемой массой в силовом поле  $g$  силой упругой пружины, закручиваемой нити или упругости газа. На этом принципе основан обширный класс приборов для измерения силы тяжести, так называемых гравиметров. Принцип действия гравиметра проще всего пояснить на примере пружинных весов (рис. 26).

На упругой пружине, имеющей начальную длину  $l_0$  и длину под нагрузкой  $l$ , подвешена масса  $m$ . Растяжение пружины  $\tau$  по закону Гука пропорционально нагрузке

$$\tau (l - l_0) = mg.$$

Дифференцируя, получаем, что приращение длины пропорционально изменению силы тяжести

$$\tau \Delta l = m \Delta g \quad \text{и} \quad \Delta g = \frac{\tau}{m} \Delta l = k \Delta l. \quad (\text{V.5})$$

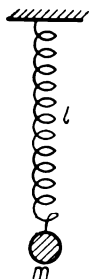


Рис. 26.  
Принципиальная  
схема  
пружин-  
ных ве-  
сов.

Этот способ всегда относительный.

Точность измерения длины, необходимая для обеспечения точности определения  $\Delta g$ , равной 0,1 мгл, составляет  $10^{-7}$  первоначального растяжения, т. е. доли микрона. Однако способ измерения силы тяжести методом взвешивания имеет возможность значительного повышения чувствительности. Часто этот способ называют статическим способом определения силы тяжести, а обширный класс приборов, основанных на нем, — статическими гравиметрами.

Последнее время также начали применять способ измерения силы тяжести по частоте колебания нагруженной струны. На нерастяжимой струне подвешивается постоянный груз. При изменении силы тяжести изменяется вес этого груза, вследствие чего изменяется частота колебания струны, на которой он подвешен. Эти изменения пропорциональны изменению нагрузки. Частота колебаний струны определяется путем сравнения со стандартной частотой генератора. Основанные на этом принципе гравиметры уже нельзя назвать статическими, так как здесь приходится иметь дело с колебательными процессами.

Все приборы, при помощи которых измеряется сила тяжести методом взвешивания, являются только относительными, т. е. они позволяют измерять изменения силы тяжести по отношению к некоторому значению ее в исходной точке.

#### § 4. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВТОРЫХ ПРОИЗВОДНЫХ ПОТЕНЦИАЛА СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

В некоторых случаях измеряется не сила тяжести, а ее первые производные, т. е. величины скорости изменения силы тяжести в горизонтальных направлениях и по вертикали  $W_{zx}$ ,  $W_{zy}$ ,  $W_{zz}$  или величины, характеризующие кривизну поверхности ( $W_{xx} - W_{yy}$ ),  $W_{xy}$  т. е. вторые производные потенциала силы тяжести. Эти величины измеряются всегда статическим способом. Путем интегрирования вторых производных потенциала силы тяжести можно перейти к значению самой силы тяжести.

Измерение основано на принципе сравнения положений равновесия крутильной упругой системы, устанавливающейся под действием гравитационного поля на массы системы, расположенные в двух близких точках. Обычно такое измерение осуществляется следующим образом. На упругой нити подвешивается коромысло с массами на концах. Оно устанавливается в некотором положении равновесия, которое определяется степенью неоднородности гравитационного поля и упругостью крутильной нити.

В разных точках с разной степенью неоднородности поля равновесие наступит под разными углами закручивания нити, по величине которых судят о вторых производных потенциала силы тяжести. Приборы, основанные на этом принципе и предназначенные для измерения вторых производных потенциала, называются вариометрами или градиентометрами.

## Глава VI

### ГРАВИМЕТРЫ

#### § 1. ОСНОВЫ КОНСТРУКЦИИ. КЛАССИФИКАЦИЯ ГРАВИМЕТРОВ И ИХ ПРИМЕНЕНИЕ

Гравиметры — приборы для относительных измерений силы тяжести. Они основаны на принципе компенсации силы тяжести упругостью пружины, крутильной нити или газа. По принципу действия гравиметры являются разновидностью пружинных весов, в которых масса уравнивается пружиной, деформирующейся по закону Гука пропорционально нагрузке:

$$mg = \tau(l - l_0), \quad (\text{VI.1})$$

где  $m$  — масса;  $g$  — ускорение силы тяжести;  $mg$  — вес;  $\tau$  — коэффициент упругости;  $l$  — длина пружины под нагрузкой;  $l_0$  — длина ненагруженной пружины (см. рис. 26).

При измерении  $g$  груз перемещается на  $\Delta l$ . Это перемещение груза служит мерой изменения силы тяжести. Оно очень мало, около миллионных долей полного растяжения пружины, и составляет доли микрона. Для измерения таких малых смещений применяются различные чувствительные способы регистрации: оптический, емкостный, фотоэлектрический и др. Система простейшего типа, рассмотренная в качестве примера, практически сейчас не применяется. Она усложнена и видоизменена тем или иным способом для повышения чувствительности или стабильности работы. Успешное применение гравиметров и заинтересованность в них геологоразведочных и других организаций привели к тому, что в настоящее время имеется большое разнообразие систем и конструкций.

Основные различия гравиметров разных систем: 1) в устройствах упругих систем, являющихся основной частью всякого гравиметра; 2) в материале, из которого изготавливаются упругие системы; 3) в методе учета или устранения внешних влияний.

*Классификация гравиметров по признаку действия упругой системы.* Упругие системы гравиметров можно разделить на две категории:



1) гравиметры, в которых груз совершает поступательные перемещения, пропорциональные изменению силы тяжести  $mg$ ;

2) гравиметры, в которых груз совершает вращательное движение около некоторой точки подвеса

$$\tau(\theta - \theta_0) = mgl \cos \varphi. \quad (\text{VI.2})$$

Первые имеют линейную шкалу в пределах действия закона Гука, т. е. их деформация пропорциональна приложенной силе. Вторые — сохраняют линейность шкалы лишь при условии постоянства угла наклона  $\varphi$ , т. е. угловая чувствительность гравиметров этого типа не линейна. Для сохранения линейности шкалы в таких приборах применяется нулевой компенсационный метод отсчетов, при котором система всегда приводится в одно и то же «нулевое» положение.

подавляющее большинство современных гравиметров относится ко второй категории. Это объясняется тем, что в этих гравиметрах проще повысить чувствительность системы. Такое искусственное повышение чувствительности гравиметров называется аста-  
з и р о в а н и е м.

Астазирование — это усиление реакции упругой системы на изменение силы тяжести. Принцип астазирования состоит в том, что в упругую систему вводится дополнительное устройство, увеличивающее перемещение маятника системы, вызванное изменением силы тяжести. Примером астазирующего устройства может служить дополнительная пружина, приложенная к системе так, что в нулевом положении маятника сила ее натяжения направлена по  $AB$  и проходит через ось подвеса маятника  $O$  и момент силы равен нулю (рис. 27). При выведении маятника из нулевого положения сила действия пружины направлена по  $AB'$  и проходит уже в стороне от оси подвеса; тогда плечо не равно нулю и возникает дополнительный момент, увеличивающий наклон маятника, вызванный изменением силы тяжести.

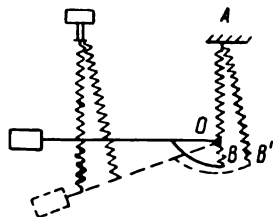


Рис. 27. Схема астазирования гравиметра ГКА.

Гравиметры можно классифицировать по признаку астазирования. Преимущество астазированных систем — высокая чувствительность, недостаток — узкий диапазон измерения и нелинейная шкала. Для систем неастизированных — наоборот.

Рассмотрим некоторые общие свойства гравиметров вращательного типа. Уравнение равновесия такой системы в общем виде будет

$$g\mathfrak{M}(\alpha) + M(\alpha) = 0, \quad (\text{VI.3})$$

где  $g\mathfrak{M}(\alpha)$  — момент силы тяжести, выраженный в функции угла поворота маятника;  $g$  — ускорение силы тяжести;  $M(\alpha)$  — момент упругих сил системы, выраженный также в функции угла поворота маятника; равновесие определяется тем, что момент силы тяжести,

действующей на систему, уравнивается моментом упругих сил. Качество гравиметра в первую очередь определяется его угловой чувствительностью, т. е. величиной изменения угла наклона маятника с изменением силы тяжести. Угловая чувствительность системы в дифференциальной форме может быть записана как  $\frac{d\alpha}{dg}$  и получена из уравнения (VI.3) дифференцированием:

$$\mathfrak{M}(\alpha) + g \frac{d\mathfrak{M}(\alpha)}{d\alpha} \frac{d\alpha}{dg} + \frac{dM(\alpha)}{d\alpha} \frac{d\alpha}{dg} = 0,$$

$$\frac{d\alpha}{dg} = \frac{-\mathfrak{M}(\alpha)}{g \frac{d\mathfrak{M}(\alpha)}{d\alpha} + \frac{dM(\alpha)}{d\alpha}}. \quad (\text{VI.4})$$

В случае неастазированных гравиметров изменение угла поворота маятника не меняет угловую чувствительность, т. е. правая часть уравнения (VI.4) постоянна  $\frac{d\alpha}{dg} = \text{const}$ :

$$\frac{\mathfrak{M}(\alpha)}{g \frac{d\mathfrak{M}(\alpha)}{d\alpha} + \frac{dM(\alpha)}{d\alpha}} = \text{const}.$$

Величина  $\mathfrak{M}(\alpha)$  в неастазированных системах обычно постоянна  $\mathfrak{M}(\alpha) = m_0$ . Если считать момент упругих сил пропорциональным углу закручивания  $M(\alpha) = k(\alpha_0 + \alpha)$ , то получим

$$\frac{d\alpha}{dg} = \frac{-m_0}{k}.$$

Из уравнения (VI.3) найдем  $m_0$  при сделанных предположениях:

$$gm_0 + k(\alpha_0 + \alpha) = 0, \quad m_0 = \frac{-k(\alpha_0 + \alpha)}{g},$$

так что

$$\frac{d\alpha}{dg} = \frac{\alpha_0 + \alpha}{g}. \quad (\text{VI.5})$$

Отсюда видно, что чем больше величина полной деформации  $\alpha_0 + \alpha$ , тем больше чувствительность системы. Простейшей неастазированной системой является система маятника, закрученного на горизонтальной крутильной нити так, что центр тяжести системы расположен не выше горизонтальной плоскости, через которую проходит крутильная нить. Чтобы это условие не нарушалось при изменении силы тяжести, необходимо последнюю каким-либо образом компенсировать.

В астазированных гравиметрах чувствительность изменяется с изменением силы тяжести и с углом поворота маятника. Если знаменатель уравнения (VI.4) при изменении  $\alpha$  уменьшается, то чувствительность увеличивается. Если знаменатель обратится в нуль — чувствительность станет бесконечно большой.

В астазированных системах хотя бы одна из величин  $M(\alpha)$  или  $g\mathfrak{M}(\alpha)$  должна быть нелинейной функцией угла  $\alpha$ . В гравиметрах обычно нелинейной функцией  $\alpha$  бывает упругий момент  $M(\alpha)$ . Такие системы называют унруго-астазированными, к ним относится система гравиметра ГАК.

В современных гравиметрах чаще всего применяются упруго-астазированные системы.

Необходимым свойством упругой системы гравиметра является ее устойчивость, т. е. способность возвращаться в первоначальное положение после прекращения действия силы, вызвавшей отклонение. Устойчивая система должна иметь во всем диапазоне устойчивости конечную чувствительность.

Положим  $\mathfrak{M}(\alpha) = ml \cos \alpha$ ; угол  $\alpha$  отсчитывается от горизонта. Тогда уравнение (VI.4) примет вид:

$$\frac{d\alpha}{dg} = - \frac{ml \cos \alpha}{\frac{d}{d\alpha} M(\alpha) - mgl \sin \alpha}. \quad (\text{VI.6})$$

В случае расположения маятника в горизонтальной плоскости ( $\alpha = 0$ ) уравнение чувствительности имеет вид:

$$\frac{d\alpha}{dg} = - \frac{ml}{\frac{d}{d\alpha} M(0)} = C, \quad (\text{VI.7})$$

т. е. изменение наклона маятника  $\alpha$  пропорционально изменению силы тяжести. При некотором значении  $\alpha$  знаменатель (VI.6) обращается в нуль:

$$\frac{d}{d\alpha} M(\alpha_1) - mgl \sin \alpha_1 = 0. \quad (\text{VI.8})$$

В этом случае чувствительность системы становится бесконечно большой.

Из соотношений (VI.7) и (VI.8) получим значение критического угла  $\alpha_1$ , при котором наступает бесконечная чувствительность, или, иными словами, система теряет равновесие:

$$\sin \alpha_1 = \frac{\frac{d}{d\alpha} M(\alpha_1)}{mgl} = \frac{-\frac{d}{d\alpha} M(\alpha_1)}{\frac{d}{d\alpha} M(0)} \frac{1}{Cg}. \quad (\text{VI.9})$$

Здесь  $M(\alpha_1)$  — упругий момент системы при критическом положении маятника, т. е. при расположении его под углом  $\alpha_1$ , при котором система становится неустойчивой;  $M(0)$  — упругий момент в горизонтальном положении маятника;  $C$  — угловая чувствительность системы при горизонтальном положении маятника. Величина  $\alpha_1$  характеризует устойчивость системы. Чем она больше, тем надежнее система. Из формулы (VI.9) видно, что величина угла  $\alpha$  обратно пропорциональна угловой чувствительности при горизонтальном

положении маятника. Чувствительность астазированной упругой системы гравиметра теоретически можно бесконечно увеличивать, однако это ведет к уменьшению устойчивости системы. Поэтому приходится находить некоторую оптимальную степень астазирования.

*Классификация гравиметров по материалу*, из которого сделана упругая система. В соответствии с этим гравиметры делятся на металлические, кварцевые и газовые. Наибольшее распространение получили первые два типа. Металлические пружины в гравиметрах начали широко применяться после изобретения и освоения производства сплава элинвар, обладающего близким к нулю температурным коэффициентом упругости. Это свойство нашло отражение в названии, означающем инвариантность (неизменность) эластичных (упругих) свойств. Сплав содержит 36% никеля, 63% железа и ряд присадок (кобальт, углерод и др.). После выплавки он подвергается искусственной обработке, придающей устойчивость его свойствам. Из элинвара делаются ленточные, винтовые и спиральные пружины для упругих систем гравиметров. От качества элинвара, использованного в данном гравиметре, в основном зависит качество прибора. Можно получить элинвар с нулевым температурным коэффициентом упругости, однако опыт показывает, что это свойство обычно имеет место для сравнительно узкого диапазона температур. Отдаляясь от этой температуры, значение коэффициента изменяется все быстрее и быстрее.

Таким образом, гравиметры с такими упругими системами применимы при определенных температурных условиях.

В гравиметрическом приборостроении широко применяется плавный кварц вследствие прочности тонких кварцевых нитей и замечательных упругих свойств. Для плавленого кварца предел пропорциональности почти совпадает с пределом прочности. Пока материал не разрушился, он не имеет последействия. Плавленый кварц широко используется в системах гравиметров, имеющих в своей основе крутильные нити. Кроме этого, плавленый кварц обладает аномальной зависимостью упругости от температуры. В отличие от всех прочих материалов, при повышении температуры упругость кварца повышается. Это свойство позволило применить для кварцевых упругих систем оригинальную жидкостную температурную компенсацию. Однако на упругие свойства кварца сильно влияет температура. Термоэластический коэффициент плавленого кварца составляет  $110 \cdot 10^{-6}$  на  $1^\circ \text{C}$ , что вызывает изменение положения равновесия системы в гравиметре на 110 мкл на  $1^\circ \text{C}$ . Поэтому в гравиметрах с кварцевыми системами должны быть приняты какие-то меры для устранения больших температурных влияний. Они состоят обычно в устройстве температурной компенсации и термостатировании как принудительном (с автоматическим поддержанием постоянства температуры), так и свободном (хорошая теплозащита).

В качестве упругого элемента в газовых гравиметрах используется газ, находящийся при определенной температуре и давлении. Упругость газа компенсирует действие силы тяжести. Газовые гравиметры появились давно. Идея такого прибора высказывалась еще

М. В. Ломоносовым. Им был даже построен прибор, основанный на этом принципе, однако из-за недостаточной точности измерительной техники того времени он не дал положительных результатов. В 30-х годах нашего столетия на этом принципе Хальком был построен гравиметр, который применялся для измерения силы тяжести на корабле. Газовые гравиметры имеют высокую степень демпфирования, что делает их удобными для применения на море. В то же время газовые гравиметры очень чувствительны к изменению температуры. Изменение температуры на  $1^{\circ}\text{C}$  вызывает изменение положения отсчетного индекса прибора на величину, соответствующую приблизительно 1000 мгл. Для работы с подобного рода гравиметрами необходимо поддерживать постоянство температуры до  $0,001^{\circ}\text{C}$ .

*Классификация гравиметров по признаку применимости их в различного рода работах.* Часто гравиметры разделяют на геодезические и разведочные, понимая под первыми приборы с несколько меньшей чувствительностью, но с широкой линейной шкалой в 4—5 гл. Вторая категория гравиметров обладает высокой точностью, но нелинейной шкалой и узким, порой в 60—80 мгл, диапазоном измерения.

Гравиметры получили широкое распространение и практически вытеснили в разведочной практике все другие приборы вследствие их высокой точности, большой производительности, простоты в обращении и легкости обработки наблюдений. Следует помнить, что гравиметр — прибор для относительных измерений силы тяжести. Гравиметр позволяет определять только разности силы тяжести, а не абсолютные значения. Точность современных гравиметров различна: она изменяется от 0,3—0,5 мгл до тысячных долей миллигала в зависимости от типа и назначения прибора.

Гравиметры, применяемые для связей далеко удаленных пунктов, имеют обычно широкую шкалу и точность порядка 0,1—0,3 мгл. Такую же точность имеют гравиметры, применяемые в рекогносцировочных и общих разведочных съемках. При разведке тел, создающих малые аномалии, используются высокоточные гравиметры (0,02—0,05 мгл). Наконец, для стационарных наблюдений за вариациями силы тяжести созданы гравиметры, обеспечивающие точность 0,001—0,003 мгл. Наблюдения с гравиметром на пункте занимают 2—3 мин. Столько же времени требуется на установку прибора. В отличие от маятника, для наблюдений с которым затрачивается несколько часов, и вариометра, пребывание с которым на пункте занимает 1—1,5 ч, для наблюдений с гравиметром требуется 5 мин. Гравиметр является быстродействующим прибором.

Однако гравиметры имеют один недостаток, не присущий маятникам, — сползание нуля-пункта (drift). Сползание нуля-пункта проявляется в том, что на одном и том же месте, т. е. когда сила тяжести не меняется, при неизменных условиях (температуре и давлении) индекс гравиметра все время медленно смещается и отсчет, взятый сегодня, не совпадает с тем, который был взят вчера. Такое смещение нуля-пункта зависит от ряда обстоятельств: от температуры

в момент отсчета и в предшествующее отсчету время, от режима, в котором находился прибор (покой, тряска), и ряда других факторов. Природа этого смещения заключается в том, что упругий элемент гравиметра (пружина, закрученная нить), находящийся в напряженном состоянии, не точно следует закону пропорциональных деформаций. Происходит как бы уставание упругого элемента вследствие напряженности, и он постепенно изменяет деформацию при неизменной нагрузке. Это изменение зависит от режима, в котором находится в данный момент и находился ранее упругий элемент. Для кварцевых систем при низких температурах смещение нуля-пункта мало и даже может равняться нулю.

Это смещение нуля-пункта колеблется в различных системах и для различных материалов от десятых долей миллигала до нескольких миллигалов в сутки. Это явление определило методику работы с гравиметрами. Она состоит в том, что исходное и заключительное наблюдения каждого рейса должны производиться или на одном и том же пункте, или на пунктах со строго известными значениями силы тяжести. Выявившееся при этом изменение отсчета гравиметра относится за счет смещения нуля-пункта, которое считается линейным. Тогда его разбрасывают пропорционально времени по всем пунктам. Длительность рейса определяется тем временем, в продолжение которого можно считать смещение нуля-пункта линейным. Обычно допускаются рейсы длительностью не более нескольких часов (4—8 ч), впрочем это зависит от требуемой точности результата. Во всяком случае гравиметр — прибор, позволяющий выполнять гравиметрические связи только за короткое время. Отсюда ограниченность его применений. Если гравиметром надо определять пункты, далеко расположенные друг от друга, то необходимо пользоваться такими транспортными средствами, которые позволяют быстро покрыть эти расстояния. Так возникла необходимость использования в качестве транспортных средств самолетов и вертолетов. Сейчас значительная часть гравиметровых съемок выполняется с применением воздушного транспорта.

В последнее время гравиметры начали широко применять при морских гравиметрических съемках. Для этого предназначены донные гравиметры, отличающиеся от сухопутных лишь специальными приспособлениями для погружения на дно и дистанционным управлением. Эти приборы позволяют вести работы на море при глубинах, не превосходящих 100—150 м. Для работы на борту корабля приспособлены специальные гравиметры с сильно демпфированными системами.

Несколько обособленно стоит струнный гравиметр, являющийся не статическим гравиметром, а динамическим. В этом приборе мерой изменения силы тяжести является изменение частоты колебаний нагруженной струны. Приборы такого типа имеют широкую перспективу. Они применимы для работы на кораблях и по идее не должны иметь смещения нуля-пункта.

## § 2. УЧЕТ И ОСЛАБЛЕНИЕ ВНЕШНИХ ВЛИЯНИЙ НА ПОКАЗАНИЯ ГРАВИМЕТРОВ

При работе с гравиметрами очень важен учет и ослабление внешних влияний температуры, плотности воздуха, магнитных полей. Последние оказывают действие лишь на металлические системы.

Температурные влияния обычно ослабляются, а остаточные эффекты учитываются при помощи помещенного в систему термометра, по отсчетам которого в показания гравиметра вводятся поправки. Ослабление температурных факторов осуществляется использованием специальных, мало подверженных температурным влияниям материалов (элинвар), введением температурной компенсации и применением термостатов.

Температурная компенсация состоит в том, что элементу упругой системы, вызывающему некоторый определенный сдвиг индекса при изменении температуры, ставится в соответствие другой элемент, вызывающий равный по величине, но обратный по знаку сдвиг индекса системы. Так, например, в гравиметрах системы Молоденского (ГКА) тяжелый элемент подвешивался на двух одинаковых элинварных пружинах, которые подбирались так, чтобы их термоэластические коэффициенты были равны по величине, но имели противоположные знаки. В гравиметре Норгарда упругая система, состоящая из тонкой, натянутой на раме кварцевой нити, находящейся в закрученном состоянии под действием момента силы тяжести, приложенной к стержню, приваренному к этой нити в ее середине, помещена в жидкость. Свойства жидкости и параметры стержня подобраны таким образом, чтобы изменение плотности жидкости, происходящее при изменении температуры, вызывало эффект, компенсирующий влияние изменения упругости нити. Это возможно вследствие аномальной зависимости упругости кварца от температуры. В гравиметре ГАК кварцевая нить, на которой подвешен маятник, при помощи специального стержня связана с нитью температурного компенсатора. Нить компенсатора, изменяя длину под воздействием температуры, поворачивает стержень и закручивает дополнительно рабочую нить гравиметра в сторону, противоположную ее закручиванию под воздействием температуры. Эффекты подобраны так, чтобы взаимно компенсироваться. Температурную компенсацию иной раз удается сделать настолько удачной, что отпадает необходимость помещения прибора в термостат с принудительным подогревом или охлаждением. Примером могут служить гравиметры Норгарда и ГАК. Однако следует иметь в виду, что вследствие нелинейности и неодинаковости влияния температурных эффектов на различные части системы гравиметра компенсация возможна лишь в узком интервале температур. Кроме того, при всякой компенсации есть опасность ее разбалансировки, которая обычно и случается при значительных скоростях изменения температуры, а особенно при резких температурных толчках или изменениях знака хода температуры. Компенсация работает тогда, когда все элементы прибора

имеют одинаковую температуру. При резком изменении температуры из-за разной тепловой инерции различных частей прибора и различных условий прогрева разные части по-разному воспринимают это изменение. В частности, компенсирующий элемент может иметь температуру, отличную от температуры компенсируемого элемента.

Так как изменение температуры каждого из этих элементов в одинаковой степени сильно влияет на положение индекса прибора, причем сдвигает его в противоположные стороны, то появление различия температуры в этих элементах вызовет такое изменение отсчета гравиметра, которое соответствовало бы удвоенному изменению температуры некомпенсированной системы. Например, для кварцевого гравиметра Норгарда, имеющего некомпенсированный температурный коэффициент, равный 110 мгл на  $1^{\circ}\text{C}$ , расхождение температуры

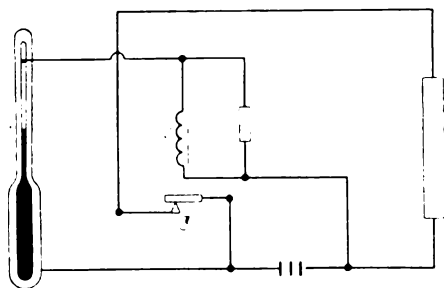


Рис. 28. Схема термостата гравиметра.

нити и жидкости вблизи стержня на  $0,01^{\circ}\text{C}$  уже вызовет изменение индекса прибора на 2,2 мгл.

Компенсированные гравиметровые системы обычно снабжены или термостатами, или хорошо выравнивающими температуру защитными кожухами.

Большинство термостатов автоматически поддерживают постоянную температуру. Редко применяются охлаждающие термостаты, дающие

нулевую температуру при помощи тающего льда, чаще — подогревные с одним и двумя каскадами подогрева. Упругая система гравиметра помещается в камеру, в которой поддерживается некоторая постоянная температура, например  $+36^{\circ}\text{C}$ . Эта камера вместе с термостатирующей рубанкой и печью помещается в другую камеру, в которой температура на несколько градусов ниже. В нашем примере эта температура  $32-33^{\circ}\text{C}$ . Даже не очень точное постоянство температуры во внешней камере ( $0,2-0,5^{\circ}\text{C}$ ) обеспечивает очень высокое постоянство температуры во внутренней камере. Типичная схема работы однокаскадного термостата представлена на рис. 28. При повышении температуры выше нормы контактный термометр 1 замыкает цепь термометра и включает электромагнит 2 реле. Электромагнит притягивает якорь 3 и разрывает цепь нагревной печи 4. В большинстве современных гравиметров применяется комбинированное ослабление температурных влияний, т. е. при наличии компенсации гравиметр помещается в термостат и ведутся отсчеты температуры. Часто принудительные термостаты, в которых заданная температура поддерживается искусственным подогревом и терморегулированием, заменяются свободными. В них периодический подогрев заменяется хорошей тепловой изоляцией. Этим обеспечивается



такое медленное и плавное изменение температуры, что его можно учитывать как смещение нуля-пункта. Введение термостата облегчает прибор и упрощает работу с ним, избавляет от всех забот, связанных с эксплуатацией аккумуляторов, предохраняет от знакопеременных изменений температуры, что особенно важно для компенсированных систем. Обычно мер, ослабляющих температурные влияния, бывает достаточно для того, чтобы не вводить поправок за температуру. Температуру измеряют лишь для контроля работы термостата. Постоянство ее дает право выполнять работы.

Барометрические влияния устраняются аналогично температурным герметизацией или барометрической компенсацией. Большинство гравиметров герметизировано, и это полностью снимает влияние изменения плотности воздуха. Небольшое число гравиметров имеет барометрическую компенсацию, основанную на том, что в упругой системе создается объемный момент, равный по величине и обратный по знаку объемному моменту рабочей части системы. Весовые моменты этих элементов должны быть равными. Заметим, что этот принцип положен в основу гравиметра-высотомера. Этот гравиметр состоит из двух систем, одна из которых компенсирована барометрически, а другая, наоборот, не только не компенсирована, но в ней создан объемный момент, усугубляющий влияние изменения плотности. Эта вторая система измеряет плотность воздуха, связанную известным соотношением с высотой места.

Влияние магнитного поля в случае магнитных систем устраняется всегда способом экранирования. Прежде имелись гравиметры, требующие определенной ориентировки при наблюдениях, однако сейчас это только историческая справка.

### § 3. ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ГРАВИМЕТРОВ

В 1939 г. в практике советских гравиметрических работ впервые были применены два шведских гравиметра: один системы Исинг и один системы Болиден. Это были одни из первых зарубежных моделей гравиметров. В том же 1939 г. М. С. Молоденским был сконструирован первый советский гравиметр оригинальной системы. В 1940—1941 гг. проводились полевые испытания первых гравиметров Молоденского. Однако развязанная в 1941 г. фашистской Германией война несколько задержала развитие гравиметрического приборостроения, и только в 1946 г. под руководством Н. Б. Сажинной была выпущена первая заводская серия гравиметров Молоденского под маркой ГKM (гравиметр кольцевой Молоденского). Этот тип гравиметра широко применялся в практике геологоразведочных гравиметрических работ. Несколько позже, в начале пятидесятых годов, под руководством А. М. Лозинской была разработана усовершенствованная модель гравиметра Молоденского, получившая название ГКА (гравиметр кольцевой астазирванный). В последующие годы был создан ряд гравиметров, получивших широкое практическое применение.

В табл. 17 приведены основные характеристики отечественных и зарубежных гравиметров.

Типы гра				
Название гравиметра	Страна	Принципиальное устройство гравиметра	Материал упругой системы	Способ регистрации
Гравиметр кольцевой Молоденского (ГКМ)	СССР	Рычаг, подвешенный на двух стальных нитях, поддерживается в равновесии ленточной пружиной, согнутой почти до полной окружности	Элливвар	Емкостный
Гравиметр кольцевой астазированной (ГКА)	СССР	Рычаг одним концом подвешен на горизонтально натянутой нити, другим скреплен с поддерживающей его в равновесии ленточной пружиной, изогнутой почти до полной окружности. Система астазирована	Элливвар	Оптический
СН-3		Горизонтально расположенный рычажок уравнивается упругой силой тонкой закрученной нити. Система астазирована	Плавленный кварц	»
Гравиметр-высотомер (ГВ)	СССР	Две системы типа ГКА, одна из которых барометрически компенсирована, другая, наоборот, имеет высокую чувствительность к изменениям плотности воздуха. Таким образом, одна система регистрирует изменения $\Delta g$ , другая — изменения давления и высоты	Элливвар	»
ГАК-3М; ГАК-4М. Гравиметр астазированной кварцевый	СССР	Чувствительный элемент представляет собой маятник Голицына Рычаг поддерживается упругой крутильной нитью с винтовой пружиной в горизонтальном положении. Система астазирована	Плавленный кварц	»
ГАК-6М, КВГ. Гравиметр астазированной кварцевый	СССР	Рычаг поддерживается упругой крутильной нитью с винтовой пружиной в горизонтальном положении. По сравнению с предшествующими моделями ГАК-6М имеет более совершенную температурную компенсацию, понизатор, улучшена конструкция корпуса кварцевой системы. Увеличена шкала микрометра, уменьшены габариты корпуса.	То же	»

## инметров

Способ устранения температурного влияния	Способ устранения барометрического влияния	Смещение нуля-пункта прибора, мкг/ч	Ошибка определения силы тяжести, мГл	Время наблюдения на пункте, мин	Вес гравиметра, кг	Диапазон измерений, мГл
Система в электрическом термостате	Барометрическая компенсация	0,05—0,1	$\pm (0,5—1)$	3—5	20	Более 1000
Система в электрическом термостате	Барометрическая компенсация	0,05—0,1	$\pm (0,3—0,5)$	3—5	15	100—150 без перестройки шкалы
То же	Система герметизирована	0,02—0,07	$\pm (0,3—0,5)$	3—5	25	Более 2000 при использовании сменных вкладышами
»	—	0,05—0,1	$\pm (0,6—0,8)$	3—5	15	100—150 без перестройки шкалы
Система в сосуде Дьюара. Имеется температурная компенсация	Система герметизирована	0,05	$\pm (0,15—0,30)$	3—5	7,5	80—120 без перестройки шкалы
Система в сосуде Дьюара. Имеется температурная компенсация (как линейной, так и нелинейной составляющих)	То же	0,05	$\pm (0,05—0,08)$	3—5	4	80—120 без перестройки шкалы

Название гравиметра	Страна	Принципиальное устройство гравиметра	Материал упругой системы	Способ регистрации
Кварцевый широкодиапазонный (КШД)	СССР	Микрометрическое устройство обеспечивает точность отсчета смещения индекса $\pm 1$ мк. Рычаг поддерживается упругой крутильной нитью с винтовой пружиной в горизонтальном положении. По сравнению с предшествующими моделями ГАК более совершенная температурная компенсация. Имеется пьезозатвор. Улучшена конструкция корпуса кварцевой системы. Увеличение микрометра 800. Уменьшены габариты корпуса. Микрометрическое устройство обеспечивает точность отсчета смещения индекса $\pm 1$ мк. Имеется две шкалы для измерения в широком и узком диапазонах	Плавильный кварц	Оптический
Гравиметр широкодиапазонный ГАК-7Ш	СССР	Чувствительный элемент представляет маятник Голлицына. Рычаг поддерживается упругой крутильной нитью с винтовой пружиной в горизонтальном положении. Система имеет две измерительные пружины в диапазонах 1000—1500 мгл и 80—120 мгл, работающие без перестройки	То же	»
ГАК-7Т	СССР	Чувствительный элемент представляет маятник Голлицына. Рычаг поддерживается упругой крутильной нитью с винтовой пружиной в горизонтальном положении	»	»
ГРК-1	СССР	То же	»	»
ГРК-2	СССР	»	»	»
Гравиметр-высотометр с металлическими пружинами (ГВП)	СССР	Рычаг поддерживается двумя горизонтальными плоскими винтовыми пружинами. Система астазирована. В гравиметре две упругие системы	Элинвар	»

Способ устранения температурного влияния	Способ устранения барометрического влияния	Смещение нуля-пункта прибора, мгл/ч	Ошибка определения силы тяжести, мгл	Время наблюдения на пункте, мин	Вес гравиметра, кг	Диапазон измерений, мгл
Система в сосуде Дьюара. Имеется температурная компенсация (как линейной, так и нелинейной составляющих)	Система герметизирована	0,05	$\pm (0,05 - 0,08)$	3—5	5	1000
Система в сосуде Дьюара. Имеется температурная компенсация	То же	0,1	$\pm 0,1 - 0,5$	2—3	5	5000
То же	»	0,1	$\pm 0,06 - 0,1$	2—3	5	80—100
»	»	0,05	$\pm 0,03$	2—3	5	80—100
»	»	0,05	$\pm 0,06$	2—3	5	80—100
Система в электрическом термостате. Имеется температурная компенсация	Одна система барометрически компенсирована, другая, наоборот, имеет большой несбалансированный объемный момент	0,02—0,05	$\pm (0,2 - 0,3)$	3—5	6	200 без перестройки диапазона

Название гравиметра	Страна	Принципиальное устройство гравиметра	Материал упругой системы	Способ регистрации
Гравиметр металлический термостатированный (ГМТ-2)	СССР	Рычаг поддерживается двумя горизонтальными винтовыми пружинами. Система астазирована	Эливар	Оптический
Донный гравиметр пружинный емкостный (ДГПЕ)	СССР	Чувствительный элемент, подвешенный на горизонтальных вольфрамовых нитях, поддерживается в равновесии кольцевой ленточной пружиной. Дистанционное управление маятником осуществляется электростатическим способом. Горизонтальное положение маятника определяется дистанционным емкостным ультрамикрометром из суммы двух отсчетов по шкале вольтметра	»	Емкостный
Кварцевый донный гравиметр КДГ-II, КДГ-III	СССР	Основан на принципе сейсмографа Голицына. На маятнике имеется зеркало фотоэлектрического дистанционного устройства и пластина дистанционного электростатического управления. Чувствительный элемент системы металлизирован. Имеется воздушное демпфирование маятника чувствительной системы	»	Фотоэлектрический
Гравиметр донный кварцевый с электромеханическим телеуправлением ГДК-ЭМТ	СССР	Основан на принципе сейсмографа Голицына. Электромеханическое дистанционное управление микрометрическим устройством прибора с мостовой схемой определения угла поворота микрометрического винта. Величина угла поворота выражается в омах	»	То же
Гравиметр астазированный кварцевый донный точный ГАК-ДТ	СССР	Основан на принципе сейсмографа Голицына. Электромеханическое дистанционное управление микрометрическим винтом. Величина угла поворота микрометрического винта определяется при помощи двух потенциометров, соединенных по мостовой схеме.	Плавный кварц	»

Способ устранения температурного влияния	Способ устранения барометрического влияния	Смещение нуля-пункта прибора, мг/ч	Ошибка определения силы тяжести, мгл	Время на блесдинг на пункте, мин	Вес гравиметра, кг	Диапазон измерений, мгл
Система в сосуде Дьюара. Имеется электрический термостат и регулируемая температурная компенсация Система в электрическом термостате. Имеется температурная компенсация	Барометрическая компенсация	0,05	$\pm (0,15 - 0,30)$	3—5	6	1000—1200
Система в сосуде Дьюара. Имеется температурная компенсация	Система герметизирована	0,04—0,06	$\pm (0,5 - 1,0)$	20—40 мин в морских условиях; 3—4 мин в наземных	В скафандре с прибором без пульта управления 60—70 кг. Вес пульта 6—8 кг	100—150 без перестройки шкалы
Система в сосуде Дьюара. Имеется температурная компенсация	То же	0,15—0,20	$\pm (0,5 - 1,0)$	20—40 в морских условиях; 3—4 в наземных	В скафандре без пульта управления КДГ-2—115 КДГ-3—150 Вес пульта 8 кг	100—120 без перестройки шкалы
То же	»	0,05	$\pm (0,2 - 0,3)$	20—40	В скафандре без пульта управления 150 кг. Вес пульта управления 8 кг	100—120 без перестройки шкалы
Система в сосуде Дьюара. Имеется температурная компенсация	»	0,05	$\pm (0,1 - 0,2)$	20—40	В скафандре без пульта управления 150 кг; вес пульта управления 7 кг	90—120 без перестройки шкалы

Название гравиметра	Страна	Принципиальное устройство гравиметра	Материал упругой системы	Способ регистрации
Аскания GS Имеется разновидность гравиметра с затупленной системой для наблюдений на море и с повышенной чувствительностью для измерений вариаций силы тяжести Норгард	ФРГ	Величина угла поворота определяется по счетчику оборотов на пульте управления. Нагруженный рычаг, закрепленный основанием на двух винтовых горизонтальных пружинах в положении, близком к горизонтальному. Система астазирвана	Элипвар	Фотоэлектрический
	Швеция	Горизонтально расположенный маятник уравнивается упругостью тонкой нити	Плавленный кварц	Оптический
Северная Америка	США	Основан на принципе маятника Голлицына: рычаг, закрепленный шарнирно в станине, поддерживается наклонно расположенной винтовой пружиной. Используется пружина нулевой длины. Система астазирвана	Элипвар	»
Мотт-Смит	США	Основан на принципе маятника Голлицына. Кварцевый рычажок поддерживается в горизонтальном положении кварцевой винтовой пружиной. Система астазирвана	Плавленный кварц	Оптический или фотоэлектрический
Уорден	США	Чувствительный элемент представляет собой маятник Голлицына. Рычажок, закрепленный на тонкой нити, поддерживается в горизонтальном положении упругостью этой нити и винтовой пружиной	То же	Оптический

Способ устранения температурного влияния	Способ устранения барометрического влияния	Смещение нуля-пункта прибора, мг/ч	Ошибка определения силы тяжести, мгл	Время на-блюдения на пункте, мин	Вес гравиметра, кг	Диапазон измерений, мгл
Система в электрическом термостате	Барометрическая компенсация	0—0,02	$\pm 0,02—0,002$	3—5	10—15	Более 1000
Жидкостная компенсация. У некоторых моделей электрический термостат Система в электрическом термостате	Система герметизирована	0,02—0,07	$\pm (0,2—0,4)$	3—5	8	Более 1000
	Барометрическая компенсация	0,0—0,05	$\pm (0,08—0,15)$	3—5	8	60—100 без перестройки шкалы
Система в электрическом термостате и в сосуде Дьюара. Компенсирована вольфрамовой нитью	Система герметизирована	0,02—0,1	$\pm (0,05—0,3)$	3—5	4—8	60—100 без перестройки шкалы
Система в сосуде Дьюара. Компенсирована вольфрамовой нитью	То же	0,05—0,07	$\pm 0,05$	3—5	2,6	Два варианта: 60—100 без перестройки шкалы; 2000

#### § 4. ГРАВИМЕТР КОЛЬЦЕВОЙ АСТАЗИРОВАННЫЙ ГКА

Гравиметр ГКА широко использовался на практике в 50-е годы и частично в 60-е. Гравиметр обеспечивал точность измерения приращения силы тяжести, характеризующуюся средней квадратической ошибкой  $\pm (0,4-0,6)$  мгл. Прибор имеет форму цилиндра высотой 35 см и диаметром 26 см. Вес гравиметра без аккумуляторов, питающих термостат, 13 кг. Продолжительность наблюдения на пункте вместе с установкой прибора 3—5 мин. Общий вид гравиметра приведен на рис. 29. Питание термостата и всей осветительной системы гравиметра осуществляется от шестивольтовой аккумуляторной

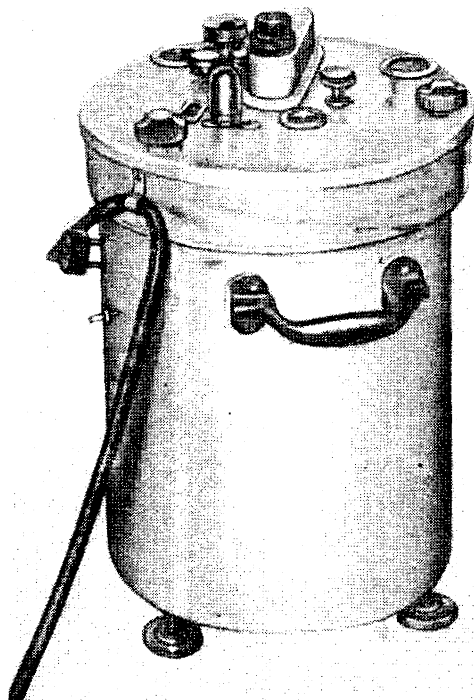


Рис. 29. Общий вид гравиметра кольцевого астазированного.

юющих термостат, 13 кг. Продолжительность наблюдения на пункте вместе с установкой прибора 3—5 мин. Общий вид гравиметра приведен на рис. 29. Питание термостата и всей осветительной системы гравиметра осуществляется от шестивольтовой аккумуляторной

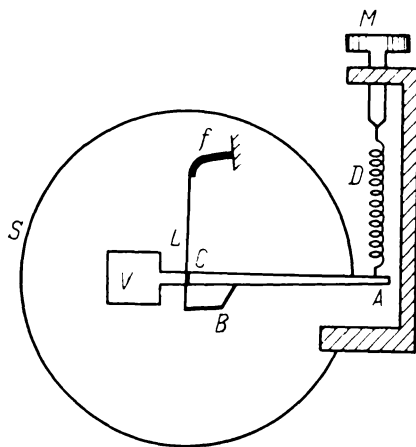


Рис. 30. Схема устройства гравиметра ГКА.

батареи, которая должна быть включена в цепь гравиметра в течение всей его полевой работы.

Принципиальная схема гравиметра представлена на рис. 30. Рычаг  $CA$  обычно кварцевый, металлизированный, одним концом  $C$  подвешен на вольфрамовой крутильной расположенной горизонтально нити. Другой конец рычага соединен с плоской ленточной эливарной пружиной  $S$ , закрепленной в станине. При такой конструкции момент силы тяжести  $mgl$ , приложенной к рычагу в его центре тяжести, закручивает плоскую пружину в окружность. При этом вес рычага должен быть подобран таким образом, чтобы

он уравнивался упругой силой пружины. В случае идеально гибкой невесомой плоской пружины она в описанной конструкции образует точную окружность. Благодаря этому создаются наиболее благоприятные условия работы пружины — она имеет везде одинаковую кривизну и поэтому по всей длине одинаковое минимальное напряжение. К концу рычага  $A$  прикреплена винтовая эливарная компенсационная пружина  $D$ , скрепленная с микрометрическим винтом  $M$ . Компенсационная пружина несет лишь незначительную часть нагрузки, создаваемой рычагом (сотые доли процента). При изменении силы тяжести  $g$  изменяется момент силы  $mgL$  на величину  $m \Delta gL$ , что вызывает смещение рычага. Тогда при помощи микрометрического винта  $M$  изменяется натяжение пружины  $D$  и рычаг возвращается в первоначальное нулевое положение. Это положение фиксируется оптическим методом по совпадению штрихов, отраженных от зеркал: подвижного, закрепленного на рычаге, и неподвижного, расположенного на станине прибора рядом с первым.

Мерой изменений силы тяжести служит число оборотов и долей оборота микрометрического винта, которое пришлось произвести для того, чтобы вернуть сместившийся под влиянием изменения силы тяжести рычаг к нулевому положению.

## § 5. ГРАВИМЕТР-ВЫСОТОМЕР

Гравиметр-высотомер служит для одновременного определения разностей силы тяжести и разностей высот. Он состоит из двух упругих систем, одна из которых барометрически компенсирована и имеет слабую или даже нулевую зависимость от давления, другая, наоборот, не только не компенсирована, но имеет устройство для усиления влияния барометрического эффекта. Это устройство состоит в том, что рычаг высотометрической системы имеет в передней части полое герметическое приспособление, существенно увеличивающее объемный момент передней части рычага. Тогда, в силу эффекта Архимеда, даже незначительное изменение плотности воздуха заметно изменит момент сил, действующих на систему, и сместит индекс прибора. Изменение высоты всегда сопровождается изменением плотности воздуха, причем в малых интервалах высот эта связь линейна. Поэтому можно считать, что смещение индекса прибора связано с изменением высоты, причем линейно, в малых интервалах. Обе системы размещены в общей станине и имеют общее отсчетное устройство. В поле зрения микроскопа выведены отражения от обеих систем. Последовательное совмещение этих изображений с неподвижным штрихом при помощи одного и того же микрометра, с которым связаны обе упругие системы, дает соответственно отсчеты гравиметра и высотомера.

Пусть  $\Delta g$  и  $\Delta B$  — изменения силы тяжести и давления при переходе от одной точки к другой. Изменение отсчетов для первой компенсированной системы будет

$$\Delta A_1 = k_1 \Delta g + b_1 \Delta B. \quad (\text{VI.10})$$

Для общности полагаем, что барометрическая компенсация не полная, поэтому в формуле (VI.10) сохранен член с  $\Delta B$  — изменение барометрического давления;  $\frac{1}{k_1}$  — переводный коэффициент отсчетов гравиметра в миллигалы при постоянном давлении;  $\Delta A_1$  — число делений микрометра, на которое изменится отсчет гравиметра при изменении силы тяжести на  $\Delta g$  и барометрического давления на  $\Delta B$ ;  $b_1$  — барометрический коэффициент первой системы.

Изменение отсчетов для второй некомпенсированной системы можем написать

$$\Delta A_2 = k_2 \Delta g + b_2 \Delta B. \quad (\text{VI.11})$$

Исключая из уравнений (VI.10) и (VI.11) изменение давления, получаем приращение силы тяжести как комбинацию отсчетов двух систем. Для этого перенесем член с  $\Delta g$  вправо и разделим (VI.10) на (VI.11), после чего имеем

$$\Delta g = \frac{b_2 \Delta A_1 - b_1 \Delta A_2}{b_2 k_1 - b_1 k_2}. \quad (\text{VI.12})$$

При полностью компенсированной первой системе ( $b_1 = 0$ ) уравнение для определения  $\Delta g$  примет вид

$$\Delta g = \frac{\Delta A_1}{k_1}. \quad (\text{VI.13})$$

В этом случае не учитываются показания барометрически некомпенсированной системы.

Вычитая уравнение (VI.11) из (VI.10), получаем формулу для вычисления приращения силы тяжести  $\Delta g$  по отсчетам двух систем:

$$\Delta g = \frac{\Delta A_1 - \Delta A_2 - (b_1 - b_2) \Delta B}{k_1 - k_2}. \quad (\text{VI.14})$$

Если первая система полностью компенсирована ( $b_1 = 0$ ), то

$$\Delta g = \frac{\Delta A_1 - \Delta A_2 + b_2 \Delta B}{k_1 - k_2}. \quad (\text{VI.15})$$

Исключая из уравнений (VI.10) и (VI.11)  $\Delta g$ , найдем зависимость изменения давления от отсчетов

$$\Delta B = \frac{k_2 \Delta A_1 - k_1 \Delta A_2}{k_2 b_1 - k_1 b_2} \quad (\text{VI.16})$$

или для полностью компенсированной системы

$$\Delta B = \frac{k_2 \Delta A_1 - k_1 \Delta A_2}{-k_1 b_2}. \quad (\text{VI.17})$$

Можно подобрать коэффициенты систем гравиметра таким образом, чтобы в результате получить непосредственно изменение аномалий в свободном воздухе. Для этого перепишем формулу (VI.14) следующим образом:

$$\Delta g + \frac{b_1 - b_2}{k_1 - k_2} \Delta B = \frac{\Delta A_1 - \Delta A_2}{k_1 - k_2}.$$



Разность высот в малых интервалах времени при спокойном состоянии атмосферы можно выразить через давление

$$\Delta H = c \Delta B,$$

где  $c$  — так называемая барометрическая ступень ( $c \approx 11$  м на 1 мм рт. ст.); заменяя  $\Delta B$  через  $\Delta H$ , получим

$$\Delta g + \frac{b_1 - b_2}{k_1 - k_2} \frac{1}{c} \Delta H = \frac{\Delta A_1 - \Delta A_2}{k_1 - k_2}.$$

Для того чтобы определить изменение аномалий в свободном воздухе, к изменению измеренного значения  $\Delta g$  надо добавить  $-0,308\Delta H$ . Добавляя и вычитая из уравнения это значение, имеем

$$\Delta g_{\Phi} = \frac{\Delta A_1 - \Delta A_2}{k_1 - k_2} - \frac{b_1 - b_2}{k_1 - k_2} \Delta B - 0,308c \Delta B. \quad (\text{VI.18})$$

Заменяя  $\Delta B$  из (VI.16), находим

$$\Delta g_{\Phi} = \frac{\Delta A_1 - \Delta A_2}{k_1 - k_2} - \left( \frac{b_1 - b_2}{k_1 - k_2} + 0,308c \right) \frac{k_2 \Delta A_1 - k_1 \Delta A_2}{k_2 b_1 - k_1 b_2}. \quad (\text{VI.19})$$

Если одна система полностью компенсирована ( $b_1 = 0$ ), то формула упростится:

$$\Delta g_{\Phi} = \frac{\Delta A_1 - \Delta A_2}{k_1 - k_2} + \left( \frac{b_2}{k_2 - k_1} + 0,308c \right) \frac{k_2 \Delta A_1 - k_1 \Delta A_2}{k_1 b_2}.$$

Группируя члены с  $\Delta A_1$  и  $\Delta A_2$ , формулу можно представить в виде

$$\Delta g_{\Phi} = C_1 \Delta A_1 + C_2 \Delta A_2, \quad (\text{VI.20})$$

где

$$C_1 = \frac{1}{k_1 - k_2} + \left( \frac{b_2}{k_2 - k_1} + 0,308c \right) \frac{k_2}{k_1 b_2},$$

$$C_2 = \frac{1}{k_2 - k_1} - \left( \frac{b_2}{k_2 - k_1} + 0,308c \right) \frac{1}{b_2}.$$

Аналогичную формулу можно получить для вычисления аномалий Буге. Для этого в формуле (VI.18) надо вместо члена  $-0,308c \Delta B$  добавить член  $-(+0,308 - 0,0418\sigma)c \Delta B$ .

Так как в гравиметре-высотомере одновременно работают две системы, то точность измерения силы тяжести с ним выше примерно в  $\sqrt{2}$  точности определения гравиметром с одной системой.

Что касается определения превышений, то оно отягчено всеми недостатками и трудностями барометрического нивелирования, и точность полученных с ним превышений невелика, хотя инструментальная точность его стоит наряду с лучшими микробарометрами. Работу с гравиметром-высотомером следует проводить так же, как это делается при барометрическом нивелировании, т. е. работать замкнутыми кратковременными ходами, имея постоянные контрольные станции для учета барометрического градиента по времени и

в пространстве. При наличии только одной контрольной станции следует иметь еще карту барометрических градиентов на время рейса для учета горизонтальных градиентов давлений.

## § 6. ГРАВИМЕТР АСТАЗИРОВАННЫЙ КВАРЦЕВЫЙ

Гравиметры астазированные кварцевые в 60-е годы получили широкое применение в практике гравиметрических работ СССР.

Начиная с середины 50-х годов выпущено большое количество разновидностей гравиметров этого типа: ГАК-3М и ГАК-4М (3-я и 4-я модели), ГАК-ПТ — гравиметр повышенной точности, КВТ-1М — кварцевый высокоточный гравиметр (1-я модель), ГАК-6, широкодиапазонный ГАК-7Ш, ГАК-7Т, ГРК-1, ГРК-2 (гравиметр разведочный). Все эти модели одного и того же типа кварцевого гравиметра, созданного во ВНИИ Геофизике под руководством К. Е. Веселова, мало отличаются одна от другой принципиально, каждая последующая является более точной и совершенной моделью того же типа.

Основной частью гравиметра является упругая система, основанная на принципе горизонтального маятника Голицына. В качестве материала упругой системы выбран плавленый кварц (кварцевое стекло). Кварцевое стекло легко поддается обработке: из него можно сделать стержни и нити любой толщины, вплоть до нескольких микрон, навить пружины. Стержни и нити легко свариваются между собой и с некоторыми металлами. Прочность кварцевого стекла такова, что упругие системы малых размеров, изготовленные из него, могут не арретироваться при транспортировке гравиметров. Это очень упрощает конструкцию системы.

Относительная величина ползучести кварцевого стекла составляет при температурах  $+(15-20)^{\circ}\text{C}$   $1-2\cdot 10^{-6}$  в сутки. Соответственно изменение смещения нуля-пункта будет  $1-2$  мгл/сут. Однако при повышении температуры эта величина резко возрастает. Обычно кварцевые гравиметры делаются без термостата и снабжаются только мощной теплозащитой.

Кварцевая упругая система гравиметра монтируется в герметически закрытом корпусе, помещенном в сосуд Дьюара, что обеспечивает постоянство давления и хорошую теплозащиту. Компенсирующее устройство обеспечивает рабочий интервал температуры в интервале от  $-5^{\circ}$  до  $+30^{\circ}\text{C}$ . Большая точность отсчета достигается применением 600-кратного оптического увеличения. На кварце могут возникать электростатические заряды. Для их нейтрализации на внутренней стенке защитного стакана нанесен тонкий слой радиоактивного плутония-239. От проникновения вредной радиации наружу он защищен стенками нескольких корпусов и сосудом Дьюара.

Схема упругой системы гравиметров типа ГАК и ГРК показана на примере гравиметра ГАК-4М и приведена на рис. 31. Основные элементы гравиметра собраны на монтажной рамке 1. Чувствительный элемент прибора — горизонтальный маятник Голицына —

состоит из маятника 19, удерживаемого в равновесии главной винтовой пружиной 8 и крутильной нитью подвеса 7. Движения маятника ограничены в пределах нескольких десятых долей миллиметра ограничителем, установленным над грузиком 18. Главная пружина 8 скреплена верхним концом с неподвижным каркасом системы, нижним — с приливом к маятнику. Эта пружина намота из кварцевой нити диаметром 80—100 мк.

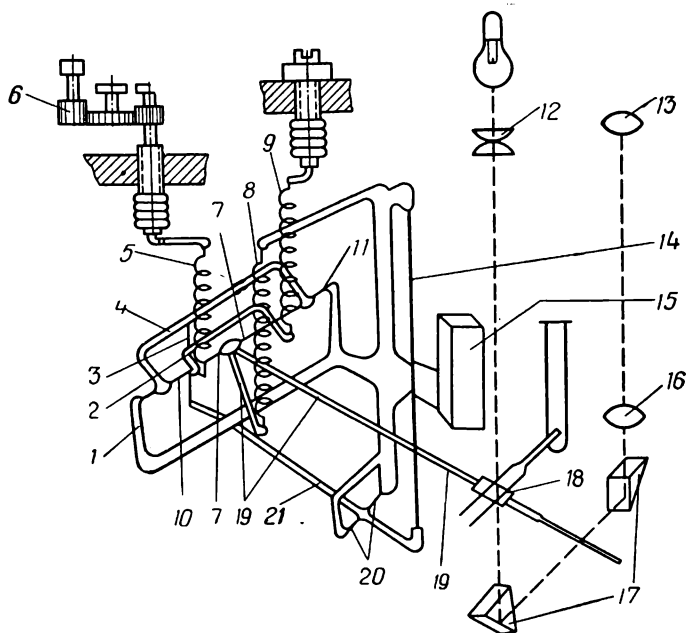


Рис. 31. Схема упругой системы гравиметра ГАК-4М.

1 — монтировочная рамка; 2 — измерительная рамка; 3 — кварцевая нить; 4 — подвижная рамка температурного компенсатора; 5 — измерительная пружина; 6 — микрометр; 7 — нить подвеса маятника; 8 — главная пружина; 9 — диапазонная пружина; 10 — нити подвеса измерительной рамки; 11 — кварцевая нить подвеса рамки температурного компенсатора; 12 — осветитель; 13 — линза; 14 — металлическая нить температурного компенсатора; 15 — прилив для крепления системы; 16 и 17 — линза и призма оптической системы; 18 — грузик; 19 — маятник; 20 — нить; 21 — рычаг.

Измерительное устройство состоит из рамки 2, поворачивающейся на нитях 10. К этой рамке приварены нити подвеса 7 маятника. Рамка 2 имеет два стержня, к которым прикреплены диапазонная 9 и измерительная 5 пружины. Верхние концы этих пружин связаны с подвижными штоками измерительного и диапазонного устройств. Приспособление для температурной компенсации состоит из металлической нити 14, скрепленной верхним концом с основным каркасом системы, а нижним — с рычагом 21, который может вращаться на нитях 20. Второй конец рычага 21 соединен тонкой кварцевой нитью 3 с подвижной рамкой 4 температурного компенсатора. Нити подвеса 11, 10 и 7 расположены на одной прямой.

При изменении силы тяжести (например, при ее увеличении) маятник 19 будет отклоняться от первоначального положения равновесия до тех пор, пока силы, вызванные деформацией главной пружины 8 и нитей подвеса 7 маятника, не уравновесят изменение силы тяжести. Главная пружина 8 соединена с маятником таким образом, что при изменении силы тяжести возникает дополнительный упругий момент сил главной пружины, знак которого совпадает со знаком изменения силы тяжести.

Этот дополнительный момент возникает вследствие того, что при увеличении силы тяжести плечо упругой силы уменьшается и, наоборот, при уменьшении силы тяжести плечо упругой силы возрастает.

При наклоне всей системы в плоскости движения маятника так, чтобы маятник относительно горизонта поднимался, чувствительность системы возрастает и наоборот. Нормальным рабочим положением системы является такое, при котором ось вращения системы и центр тяжести маятника лежат в одной горизонтальной плоскости. Это положение соответствует минимальной чувствительности системы к наклонам.

Компенсация приращения силы тяжести осуществляется путем изменения крутильного момента нитей подвеса 7 маятника, угол закручивания которых зависит от поворота рамки 2. Последняя поворачивается вследствие изменения натяжения пружин 5 и 9 посредством микрометрических устройств, при помощи которых можно менять длину пружин.

Мерой удлинения пружины 5 является угол поворота микрометрического винта, который измеряется специальным счетчиком-редуктором, позволяющим отсчитывать угол поворота с точностью до 0,001 доли оборота. Диапазонная пружина 9 имеет линейную жесткость в 50—100 раз большую, чем измерительная пружина 5, и служит только для перестройки диапазона измерений. В силу нулевого способа отсчета зависимость между показаниями микрометра гравиметра и изменением силы тяжести линейная

$$\Delta g = k \Delta A,$$

где  $k$  — цена деления отсчетного устройства;  $\Delta A$  — изменение отсчета в оборотах. Обычно  $k = 3 \div 10$  мгл/об.

При изменении температуры изменяется упругость кварца, вследствие чего в свою очередь изменяется момент упругих сил главной пружины и нитей подвеса маятника, и маятник перемещается. Компенсация этого перемещения осуществляется путем дополнительного закручивания нитей подвеса 7 маятника в зависимости от температуры, которая вызывает изменение длины металлической нити 14. Вследствие этого рычаг 21, уравновешенный действием силы закрученных нитей подвеса 20, поворачивается в ту или другую сторону. Движение рычага 21 передается рамке 4 посредством тонкой кварцевой нити 3 и вызывает поворот рамки 4. Температурные изменения момента сил кручения нитей подвеса маятника приблизительно равны и противоположны по знаку изменению момента упругих сил главной

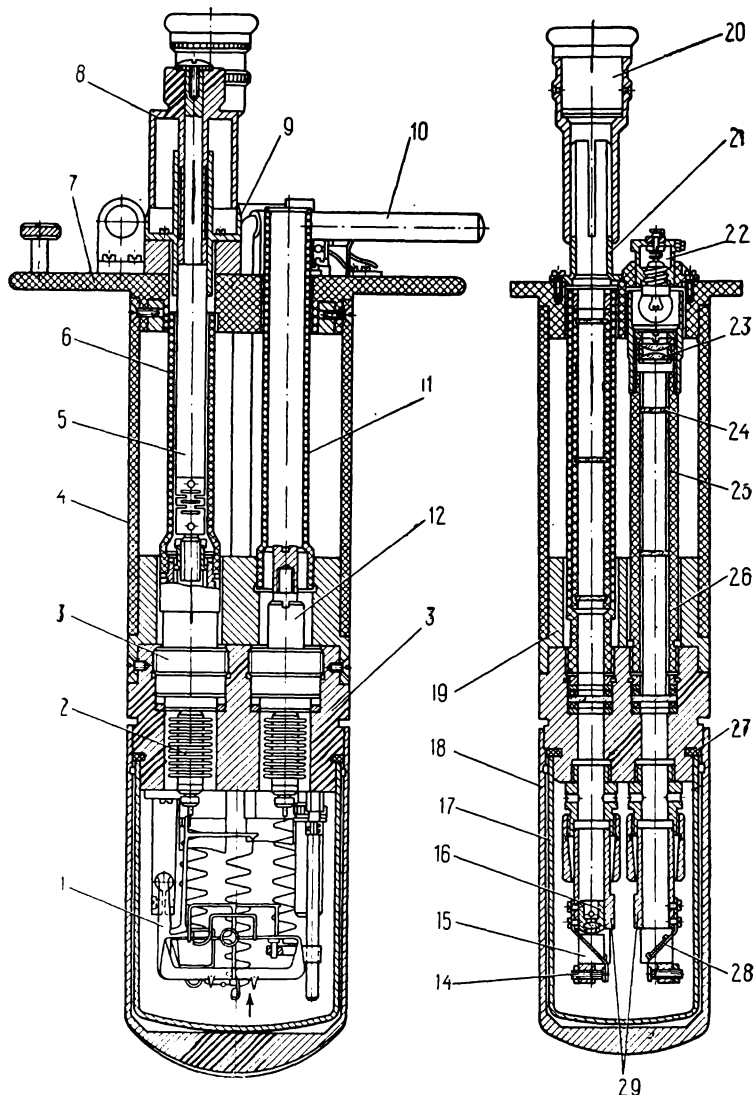


Рис. 32. Разрез внутренней части гравиметра ГАК-ПТ.

1 — кварцевая система; 2 — сильфон; 3 — измерительное устройство; 4 — текстолитовый цилиндр; 5 — муфта измерительного винта; 6 — защитная трубка; 7 — панель; 8 — отсчетный барабан; 9 — нониус; 10 — термометр; 11 — направляющая трубка; 12 — винт диапазонный; 13 — основание средней части; 14 — регулировочный винт; 15 — призма в оправе; 16 — объектив; 17 — защитный стакан; 18 — колпак; 19 — вкладыш; 20 — окуляр; 21 — стойка окуляра; 22 — осветитель; 23 — конденсатор; 24 — защитное стекло; 25 — эбонитовая трубка; 26 — трубка; 27 — резиновая прокладка; 28 — зеркало в оправе; 29 — держатель зеркала или призмы

пружины 8 и нитей подвеса маятника, вызванных тем же изменением температуры. Так как упругость плавленого кварца зависит от температуры не линейно, а термокомпенсирующий момент компенсатора имеет практически линейную зависимость, то полная компенсация возможна лишь для некоторой конкретной температуры. Зависимость между изменениями отсчета и температуры близка к параболической.

На рис. 32 представлен схематический разрез внутренней части гравиметра ГАК-ПТ.

Внутренняя часть гравиметра помещена в сосуд Дьюара, который устанавливается в металлический стакан, имеющий толстую тепло-

защитную прослойку из пенопласта. Внизу этот стакан имеет установочные винты, а сверху закрывается крышкой. Такое же устройство имеют и гравиметры ГАК-7Ш, ГАК-7Т, ГРК-1 и ГРК-2. Основные характеристики этих гравиметров следующие.

Гравиметр ГАК-7Ш предназначен для гравитационной разведки нефтяных и газовых месторождений, региональных мелкомасштабных съемок и создания опорных сетей. Диапазон измерения этого прибора 1000—1500 мгл без перестройки и до 5000 мгл с перестройкой системы. Кроме того, он имеет узкий диапазон измерений в интервале 80—120 мгл. Для этой цели служит специальная измерительная пружина, которой пользуются при съемках в узких интервалах изменения силы тяжести. Точность измерения составляет 0,1 мгл при пользовании пружиной узкого диапазона и 0,5 мгл при пользовании пружиной широкого диапазона. Смещение нуля-пункта системы не превосходит 0,3 мгл/ч.

Рис. 33. Общий вид гравиметра ГРК-1.

Гравиметр ГАК-7Т предназначен для детальной гравиметрической съемки при поисках и разведке нефтяных и газовых месторождений и рудных тел. Диапазон измерения гравиметра 80—120 мгл без перестройки и от 1500 до 3000 мгл с перестройкой системы. Точность измерения  $\pm 0,06$ —0,1 мгл. Смещение нуля-пункта 0,3—0,4 мгл/ч.

Гравиметр ГРК-1 (разведочный кварцевый) — это гравиметр первого класса точности. Он обеспечивает точность  $\pm 0,03$  мгл при 4-часовых рейсах при смещении нуля-пункта не более 1 мгл/сут. Гравиметр предназначен для высокоточных гравиметрических съемок на небольших площадях, в основном для детальных съемок при поисках и разведке нефтяных и газовых месторождений и рудных

тел. По устройству гравиметр мало отличается от сходного с ним гравиметра ГАК-7Т. Основное его отличие в температурной компенсации, которая осуществляется посредством изменения притяжения металлической проволоки, передающей напряжение непосредственно на главную пружину, а также в системе оптического увеличения, достигающего 600. Общий вид гравиметра ГРК-1 представлен на рис. 33.

Гравиметр ГРК-2 принципиально не отличается от гравиметра ГАК-7Т, однако имеет повышенное качество по сравнению с последним за счет более тщательного изготовления узлов и более строгой отбраковки деталей. Этот гравиметр обеспечивает точность  $\pm 0,06$  мгл при 4-часовых рейсах и имеет смещение нуля-пункта, не превышающее 1 мгл/сут.

*Основы теории гравиметра.* В момент измерения упругая система находится в равновесии. Поэтому основные уравнения гравиметра получим, приравняв нулю сумму моментов сил, действующих на отдельные элементы системы. Эти моменты следующие:

- 1) момент силы тяжести маятника  $mgl \cos(\alpha + \varphi_1 + \beta)$ ;
- 2) момент силы тяжести компенсационной рамки упругой системы  $m_4 r_4 \cos(\varphi'_0 + \varphi_0)$ ;
- 3) крутильный момент нитей подвеса маятника  $\tau_1(\alpha_0 + \alpha)$ ;
- 4) крутильный момент нитей подвеса компенсационной рамки  $\tau_2(\varphi_0 + \varphi_1)$ ;
- 5) упругий момент главной пружины  $f_1 A_1 B_1$ ;
- 6) упругий момент компенсационной пружины  $f_2 A_2 (B''_0 + B_2)$ ;
- 7) упругий момент диапазонной пружины  $f_3 A_3 (B''_0 + B_3)$ .

При этом приняты следующие обозначения (рис. 34):  $l$  — расстояние от оси вращения до центра тяжести маятника;  $m$  — масса маятника;  $m_4$  — масса компенсационной рамки;  $r_1$  — расстояние от точки прикрепления нижнего конца главной пружины до оси вращения;  $r_2$  — расстояние от точки прикрепления нижнего конца измерительной пружины до оси вращения;  $r_3$  — расстояние от точки прикрепления нижнего конца диапазонной пружины до оси вращения;  $r_4$  — расстояние от центра тяжести компенсационной рамки до оси вращения;  $\alpha_0$  — начальный угол закручивания нитей подвеса маятника;  $\alpha$  — приращение начального угла закручивания нитей подвеса маятника при изменении  $\Delta g$ ;  $\beta$  — угол отклонения маятника в исходном положении от горизонтали;  $\varphi_0$  — начальный угол закручивания нитей подвеса компенсационной рамки;  $\varphi_1$  — приращение угла  $\varphi_0$  при изменении силы тяжести;  $\varphi'_0$  — первоначальный угол поворота компенсационной рамки;  $\varphi'$  — угол поворота компенсационной рамки;  $f_1$  — линейная жесткость главной пружины;  $f_2$  — линейная жесткость измерительной пружины;  $f_3$  — линейная жесткость диапазонной пружины;  $\tau_1$  — крутильная жесткость нитей подвеса маятника;  $\tau_2$  — крутильная жесткость нитей подвеса компенсационной рамки;  $A_1, A_2, A_3$  — плечи упругой силы соответственно главной, компенсационной и диапазонной пружин;  $B_1, B_2, B_3$  — деформации главной, компенсационной и диапазонной пружин;  $B'_0, B''_0$  — начальные

деформации компенсационной и диапазонной пружин. Главная пружина не имеет начальной деформации.

Для упругой системы можно написать два уравнения равновесия: для маятника и для компенсационной рамки. Момент силы тяжести маятника уравнивается упругими моментами главной пружины и нитей подвеса маятника.

Уравнение равновесия маятника:

$$mgl \cos(\alpha + \varphi_1 + \beta) = f_1 A_1 B_1 - \tau_1 (\alpha_0 + \alpha). \quad (\text{VI.21})$$

В то же время момент силы тяжести компенсационной рамки будет уравниваться упругими моментами диапазонной и измерительной пружин, упругим

крутильным моментом нитей подвеса компенсационной рамки, а также моментами силы тяжести маятника и упругим моментом главной пружины. Два последние момента действуют на компенсационную рамку через нити подвеса маятника.

Уравнение равновесия компенсационной рамки:

$$\begin{aligned} m_4 g r_4 \cos(\varphi'_0 + \varphi_1) = & f_1 A_1 B_1 + \\ & + f_2 A_2 (B''_0 + B_2) + f_3 A_3 (B'''_0 + \\ & + B_3) - \tau_2 (\varphi_0 + \varphi_1) - \\ & - mgl \cos(\alpha + \beta + \varphi_1). \quad (\text{VI.22}) \end{aligned}$$

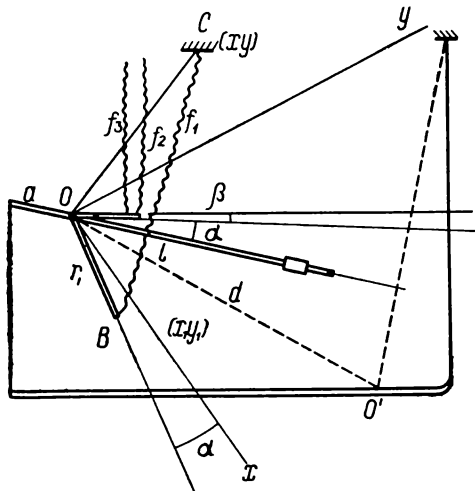


Рис. 34. Схема кварцевой системы гравиметра ГАР-4М.

Эти уравнения можно упростить, считая, что растяжение пружин равно соответствующему смещению конца рычага:

$$A_2 = r_2, \quad B_2 = -r_2 \varphi_1,$$

$$A_3 = r_3, \quad B_3 = -r_3 \varphi_1,$$

$$f_2 A_2 B_2 = -f_2 r_2^2 \varphi_1,$$

$$f_3 A_3 B_3 = -f_3 r_3^2 \varphi_1.$$

Момент масс измерительной рамки и крутильная жесткость нитей подвеса маятника намного меньше крутильной жесткости нитей подвеса компенсационной рамки

$$\frac{m_4 g r_4}{\tau_0} \ll 1, \quad \frac{\tau_1}{\tau_0} \ll 1.$$



Здесь через  $\tau_0$  обозначена сумма крутильной жесткости подвеса компенсационной рамки, момента упругих сил измерительной пружины и момента упругих сил диапазонной пружины

$$\tau_0 = \tau_2 + f_2 r_2^2 + f_3 r_3^2.$$

Таким образом, получаем

$$\varphi_1 \approx \frac{\tau_1}{\tau_0} \alpha.$$

Значит, в уравнении (VI.21) можно пренебречь  $\varphi_1$  по сравнению с  $\alpha$  и тогда уравнение примет вид

$$mgl \cos(\alpha + \beta) = f_1 A_1 B_1 - \tau_1 (\alpha_0 + \alpha). \quad (\text{VI.23})$$

Это уравнение удобно представить в прямоугольной системе координат, начало которой совместить с осью вращения маятника. Ось  $x$  проходит через точку крепления пружины в исходном положении маятника. В этом случае деформация главной пружины  $B_1$  равна разности длин деформированной и нулевой:

$$B_1 = \sqrt{(x_1 - x)^2 + (y_1 - y)^2} - z_0,$$

где  $x_1, y_1$  — координаты нижней точки пружины;  $x, y$  — координаты верхней точки пружины;  $z_0$  — начальная длина главной пружины.

Плечо упругой силы  $A_1$  получим из треугольника  $OBC$

$$S_{\Delta} = \frac{A_1}{2} CB.$$

Из аналитической геометрии известно, что площадь треугольника выразится через координаты вершин следующим образом:

$$S_{\Delta} = \frac{1}{2} [(\xi_1 - \xi_2)(\eta_1 + \eta_2) + (\xi_2 - \xi_3)(\eta_2 + \eta_3) + (\xi_3 - \xi_1)(\eta_3 + \eta_1)].$$

В нашем случае  $\xi_1 = \eta_1 = 0$ ;  $\xi_2 = x_1$ ;  $\eta_2 = y_1$ ;  $\xi_3 = x$ ;  $\eta_3 = y$ . Тогда

$$S_{\Delta} = \frac{1}{2} (x_1 y - y_1 x),$$

$$A_1 = \frac{2S_{\Delta}}{CB} = \frac{x_1 y - y_1 x}{\sqrt{(x_1 - x)^2 + (y_1 - y)^2}},$$

причем

$$x_1 = r_1 \cos \alpha, \quad y_1 = r_1 \sin \alpha.$$

Подставив значения  $A_1, B_1, x_1, y_1$  в формулу (VI.23), получим уравнение гравиметра в следующем виде:

$$mgl \cos(\alpha + \beta) + \tau_1 (\alpha_0 + \alpha) - f_1 r_1 (y \cos \alpha - x \sin \alpha) \left(1 - \frac{z_0}{s}\right) = 0,$$

где

$$s = \sqrt{x^2 + y^2 + r_1^2 - 2r_1 (x \cos \alpha + y \sin \alpha)}. \quad (\text{VI.24})$$

Дифференцируя уравнение (VI.24), получим выражение угловой чувствительности системы

$$\frac{d\alpha}{dg} = - \frac{ml \cos(\alpha + \beta)}{\tau_1 - mgl \sin(\alpha + \beta) + P + Q},$$

где

$$P = f_1 r_1 (y \sin \alpha + x \cos \alpha) \left(1 - \frac{z_0}{s}\right); \quad (\text{VI.25})$$

$$Q = \frac{f_1 r_1^2 z_0 (y \cos \alpha + x \sin \alpha)^2}{s^2}.$$

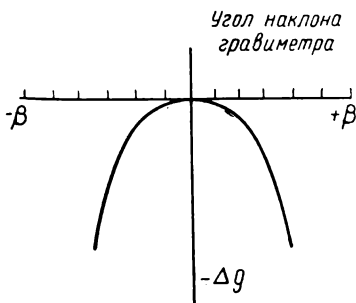


Рис. 35. Кривая кажущегося изменения силы тяжести от наклонов.

для чего продифференцируем уравнение (VI.26), считая переменными  $g$  и  $\beta$ :

$$\frac{dg}{d\beta} = g \operatorname{tg}(\beta + \alpha).$$

Отсюда следует, что влияние наклонов на отсчеты гравиметра тем меньше, чем меньше угол наклона упругой системы к горизонту. Если угол наклона маятника равен нулю ( $\beta + \alpha = 0$ ), то наклоны совсем не влияют на отсчеты  $\frac{dg}{d\beta} = 0$ . При изготовлении упругих систем гравиметров всегда стремятся к тому, чтобы это условие по возможности выдерживалось. Для исходного положения  $\alpha = 0$ , тогда

$$\frac{dg}{d\beta} = g \operatorname{tg} \beta.$$

Раскладывая  $\operatorname{tg} \beta$  в ряд

$$\operatorname{tg} \beta = \beta + \frac{\beta^3}{3} + \dots$$

и ограничиваясь первым членом разложения в силу малости угла  $\beta$ , имеем

$$\frac{dg}{d\beta} = g\beta.$$

Пользуясь уравнением (VI.25), можно вычислить чувствительность системы по ее параметрам.

Рассмотрим далее влияние наклонов на отсчеты гравиметра и его чувствительность. Для этого в уравнении (VI.24) сумму моментов всех упругих сил обозначим через  $M(\alpha)$ . Тогда оно примет вид

$$mgl \cos(\alpha + \beta) + M(\alpha) = 0. \quad (\text{VI.26})$$

Наклон прибора соответствует изменению угла  $\beta$ , поэтому проследим изменение  $g$  при изменении  $\beta$ ,

Интегрируя это равенство в пределах от нуля до  $\beta$ , получаем

$$\Delta g = -g \frac{\beta^2}{2}. \quad (\text{VI.27})$$

Это уже знакомая нам формула зависимости изменения отсчетов гравиметра от наклонов. Знак минус перед правой частью поставлен потому, что наклоны в любую сторону соответствуют уменьшению силы тяжести.

Кривая кажущегося изменения силы тяжести в зависимости от наклонов имеет форму параболы (рис. 35). Формула (VI.25) позволяет выяснить влияние наклона на чувствительность прибора. Представим находящиеся в знаменателе члены, зависящие от упругого момента, как производную

$$\tau_1 + P + Q = \frac{\partial}{\partial \alpha} M(\alpha),$$

$$\frac{d\alpha}{dg} = \frac{ml \cos(\beta + \alpha)}{\frac{\partial}{\partial \alpha} M(\alpha) - mgl \sin(\beta + \alpha)}.$$

Если теперь маятник гравиметра привести в исходное положение ( $\alpha = 0$ ) и при этом менять наклон прибора, удерживая маятник в нулевом положении, то

$$\frac{d\alpha}{dg} = c,$$

$$\frac{d\alpha}{dg} = \frac{ml \cos \beta}{\frac{\partial}{\partial \alpha} M(0) - mgl \sin \beta} = c. \quad (\text{VI.28})$$

Если положить  $\beta = 0$ , то

$$\left( \frac{d\alpha}{dg} \right)_0 = + \frac{ml}{\frac{\partial}{\partial \alpha} M(0)} = c_0 \quad (\text{VI.29})$$

Деля (VI.28) на (VI.29), получим

$$c = \frac{d\alpha}{dg} = \frac{c_0 \cos \beta}{1 - g c_0 \sin \beta}, \quad (\text{VI.30})$$

где  $c$  — угловая чувствительность гравиметра;  $c_0$  — угловая чувствительность его при  $\alpha = \beta = 0$ .

Эта формула позволяет определить угловую чувствительность для любых наклонов. Зависимость угловой чувствительности от наклонов найдем, дифференцируя (VI.30) по  $\beta$ . Выполняя это дифференцирование и полагая  $\beta = 0$ , имеем

$$\frac{dc}{d\beta} = + c_0^2 g. \quad (\text{VI.31})$$

Из этого следует, что изменение чувствительности при наклоне гравиметра пропорционально квадрату начальной чувствительности. При  $d\beta$  положительных — чувствительность возрастает, при отрицательных — убывает. График зависимости чувствительности от наклона прибора представлен на рис. 36.

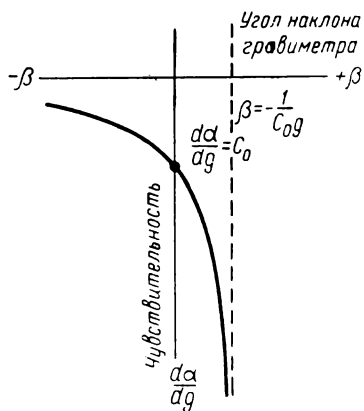


Рис. 36. Зависимость чувствительности гравиметра ГАК от наклонов.

Главную пружину гравиметра выгодно делать с нулевой начальной длиной. Это такая пружина, которая в ненагруженном состоянии не имела бы длины, если бы этому не мешала толщина витков. Пружины нулевой или близкой к нулевой длины выгодны во многих случаях, так как у них отношение удлинения при растяжениях к начальной длине бывает очень большой величиной. Теория гравиметра ГКА показывает, что системы с пружинами нулевой длины бывают к тому же наиболее устойчивыми.

Чувствительность гравиметра непосредственно связана с периодом собственных колебаний системы. Эта связь дается соотношением

$$c = kT^2, \quad (\text{VI.32})$$

где  $c$  — чувствительность системы в делениях шкалы на миллигал;  $k$  — коэффициент пропорциональности, обычно в гравиметрах  $k$  имеет порядок 0,13;  $T$  — период колебания маятника системы в  $c$ .

## § 7. ГРАВИМЕТР ШИРОКОДИАПАЗОННЫЙ МЕТАЛЛИЧЕСКИЙ ТЕРМОСТАТИРОВАННЫЙ ГМТ-1

Гравиметр широкодиапазонный, металлический термостатированный ГМТ-1 разработан группой конструкторов под руководством Г. М. Мининзона. Он предназначен в основном для разбивки опорных сетей и выполнения гравиметрических съемок на больших территориях. Гравиметр имеет диапазон измерения около 3 гл без перестройки и обеспечивает точность 0,02% от измеряемой разности, т. е. при измерении разностей  $\Delta g$  в 1000 мгл — 0,2 мгл.

Упругая система гравиметра состоит из двух ленточных эливарных винтовых пружин, образующих две горизонтальные, идущие навстречу друг другу спирали, поддерживающие дюралевый рычаг и уравнивающие в основном момент веса рычага. Кроме главных пружин, к рычагу прикреплена слабая компенсационная пружина, связанная с микрометрическим винтом. При изменении силы тяжести микрометрическим винтом изменяется натяжение этой компенсационной пружины, и рычаг приводится к своему первоначальному состоянию.

ному нулевому положению. Таким образом, число оборотов микрометрического винта служит мерой изменения силы тяжести. Для увеличения чувствительности системы она имеет специальное астазирующее устройство. Оно состоит из астазирующей пружины, одним концом скрепленной с рычагом, другим — со станиной прибора. Эта пружина расположена так, что в нулевом положении рычага она проходит через ось подвеса рычага, и момент, создаваемый этой пружиной, равен нулю. При перемещении рычага в результате изменения силы тяжести появляется плечо и соответственно астазирующий момент, что увеличивает угловую чувствительность в 60—80 раз.

Для увеличения диапазона возможных измерений силы тяжести упругая система гравиметра имеет специальное диапазонное устройство, состоящее из пружины, скрепленной с рычагом вблизи центра тяжести, и зажимного устройства, закрепляющего винт натяжения этой пружины. Диапазонное устройство позволяет расширить диапазон примерно до 7—8 гл.

Упругая система имеет температурную компенсацию, состоящую из биметаллической пластины, изменяющей при изменении температуры натяжение специальной компенсационной пружины. Кроме того, упругая система помещена в сосуд Дьюара, служащий хорошим термоизолятором, и снабжена термостатом, обеспечивающим постоянство температуры в пределах сотых долей градуса. Система экранирована от магнитных влияний пермалловым экраном. Упругая система герметизирована, однако на случай нарушения герметизации прибор имеет барометрическую компенсацию. Система арретирруется при помощи устройств, зажимающих рычаг. Внешне прибор имеет вид вертикального цилиндра диаметром 14 см и высотой 50 см с тремя установочными винтами. На верхней панели имеются установочные уровни, микрометрическое устройство, окуляр отсчетной системы, диапазонное устройство, арретир, термометр, тумблеры включения, подсветки уровней и микрометра.

Гравиметр удобен в обращении, отсчет его на пункте занимает 3—5 мин. Он легок (вес 8 кг). Некоторое неудобство представляет наличие термостата, что влечет необходимость заботиться об аккумуляторах и быть весьма внимательным к температурному режиму. Однако наличие термостата повышает стабильность и точность гравиметра.

## **§ 8. ГРАВИМЕТР МЕТАЛЛИЧЕСКИЙ ТЕРМОСТАТИРОВАННЫЙ ГМТ-2**

В последние годы получил распространение гравиметр ГМТ-2, являющийся разновидностью гравиметра ГМТ-1, предназначенный для детальных гравиметрических съемок.

Упругая система гравиметра ГМТ-2 представляет собой астазированные пружинные весы со свободной подвеской груза на двух металлических спиральных пружинах, работающих на закручивание. Все упругие элементы изготовлены из элинвара. Способ измерения

компенсационный, с оптическим контролем нулевого (горизонтального) положения рычага упругой системы. Компенсация измерений силы тяжести осуществляется пружиной, связанной с высокоточным микрометрическим и отсчетным устройством. Контроль нулевого положения производится с помощью автоколлимационной оптической системы с подвижным зеркалом, укрепленным на рычаге упругой системы.

Упругая система снабжена биметаллическим и барометрическим температурными компенсаторами. Зона упругой системы герметизирована при нормальном атмосферном давлении. Прибор снабжен противоманитным экраном, устраняющим влияние земного магнитного поля на показания прибора и двухступенчатым электрическим термостатом. Для лучшей тепловой защиты упругая система помещена в сосуд Дьюара. Рычаг упругой системы арретируется. Гравиметр предназначен для детальной гравиметрической съемки при поисках и разведке нефтяных и газовых месторождений и рудных тел.

Основные технические свойства гравиметра характеризуются следующими данными: интервал измерений составляет 150 мгл без перестройки диапазонного устройства. Диапазонное устройство позволяет изменять интервал измерений до 5000 мгл. Чувствительность системы 0,2—0,4 мгл на деление отсчетной шкалы. Средняя квадратическая ошибка единичного измерения для рейсов длительностью 8—10 ч составляет  $\pm 0,06$  мгл. Время успокоения системы не более 3 мин. Смещение нуля-пункта прибора 0,5 мгл/сут.

Рабочий интервал температур от  $-40$  до  $+40^\circ\text{C}$ . Обычная температура термостатирования  $+45^\circ\text{C}$ , однако возможно термостатирование и на других температурах. Температурный коэффициент упругой системы в области  $+1^\circ\text{C}$  от температуры полной компенсации, на которой обычно термостатируется система, имеет величину не более 0,5 мгл на  $1^\circ\text{C}$ . Расход энергии на термостатирование 0,05—0,06 Вт на  $1^\circ$  температурного перепада.

Влияние внешнего магнитного поля напряженностью 1 Э изменяет значение  $\Delta g$  не более чем на 0,05 мгл. Вес без футляра 8 кг, размеры  $185 \times 170 \times 500$  мм. Система отсчетов визуальная.

## § 9. ГРАВИМЕТР УОРДЕН

Гравиметр Уорден (рис. 37), выпускаемый Хаустонской Технической лабораторией (Техас, США), является в настоящее время одним из наиболее совершенных бестермостатных гравиметров. Это кварцевый астазированный гравиметр, работающий по принципу горизонтального маятника Голицына (рис. 38).

Основным чувствительным элементом гравиметра является кварцевая система, состоящая из маятника 7, подвешенного на упругих кварцевых нитях 6 к кварцевой рамке и поддерживаемого в равновесии упругой силой, и главной пружины 8. Главная пружина скреплена верхним концом с кронштейном 9, через который на нее передаются действия отсчетных пружин 11 и температурного компенса-

тора 10. Момент веса маятника 7 уравнивается упругим моментом главной пружины 8 и крутильным моментом нитей подвеса 6. При изменении силы тяжести маятник поворачивается. Также поворачивается жестко скрепленный вместе с ним Г-образный стержень 3, являющийся индексом прибора. Смещения этого индекса наблюдаются в микроскоп 5. Индекс освещается лампочкой 4 через призму 2. Микроскоп имеет окулярную шкалу, по одному из штрихов которой устанавливается индекс. Наблюдения гравиметра осуществляют нулевым методом. Для этого при изменении натяжения компенсационной (или диапазонной) пружины поворачивают рамку 14, которая в свою очередь поворачивает кронштейн 9 и изменяет натяжение главной пружины 8.

При изменении температуры маятник 7 также поворачивается. Например, при повышении температуры маятник несколько поднимается вверх, одновременно с этим металлическая нить 10 температурного компенсатора удлиняется и поворачивает его вокруг нитей 13 (против часовой стрелки), уменьшая тем самым натяжение главной пружины 8. Таким образом, перемещение маятника под действием температуры в одну сторону компенсируется поворотом его при помощи температурного компенсатора в другую сторону.

Металлическая нить компенсатора имеет дугообразную форму. Это позволяет скомпенсировать нелинейную часть температурных изменений гравиметра. Температурная компенсация гравиметра Уорден такова, что в диапазоне  $\pm 20^{\circ}\text{C}$  температурный коэффициент системы не превышает 0,3 мгл на  $1^{\circ}\text{C}$ . Точность гравиметра колеблется от  $\pm 0,02$  до  $\pm 0,08$  мгл в зависимости от качества экземпляра и применяемой методики. Диапазон измерения силы тяжести при помощи компенсационной пружины составляет около 100 мгл. Диапазонное устройство позволяет компенсировать силу тяжести в пределах 3000 — 5000 мгл. Гравиметры Уорден выпускаются двух типов: стандартные, применяющиеся для разведочных съемок при малых изменениях силы тяжести на съемочных площадях, и так называемые геодезические, позволяющие измерять разности силы тяжести до 5000 мгл. В последнем типе гравиметра диапазонное устройство сделано особенно тщательно и снабжено микрометром, позволяющим точно устанавливать его в определенном положении. В этом типе гравиметра диапазонное устройство является также отсчетным и измерением

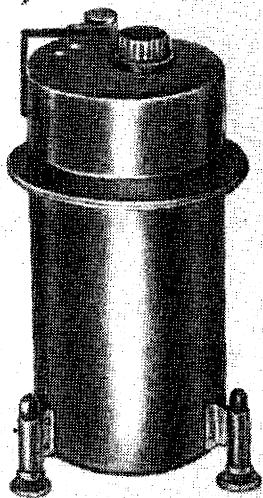


Рис. 37. Общий вид гравиметра Уорден.

ведутся при помощи обеих компенсационных пружин 11 по двум микрометрам. По одному из них отсчитываются большие изменения силы тяжести, по другому — доли их.

Упругая система гравиметра установлена в герметический корпус, из которого откачан воздух до определенного давления. Этот корпус помещен в сосуд Дьюара, который в свою очередь защищен теплозащитным внешним кожухом. Прибор не имеет термостата, но его тепловая изоляция такова, что температура внутри прибора изменяется всегда очень медленно и плавно, даже при довольно резких внешних температурных толчках. В последнее время для дополнительного

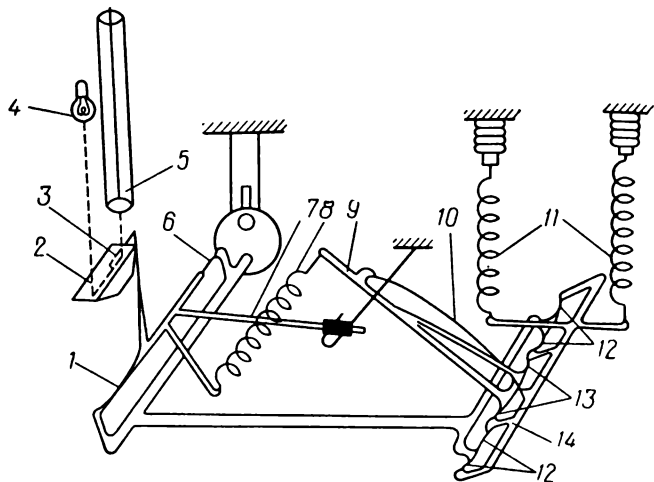


Рис. 38. Схема упругой системы гравиметра Уорден.

1 — крутильная нить; 2 — призма; 3 — Г-образный стержень; 4 — осветитель; 5 — микроскоп; 6 — нить подвеса маятника; 7 — маятник; 8 — главная пружина; 9 — кронштейн; 10 — металлическая нить; 11 — измерительная и диапазонная пружины; 12, 13 — нити подвеса; 14 — компенсационная рамка.

повышения точности и устойчивости измерений фирма начала выпускать также гравиметры с термостатом. Все ручки управления и микроскоп гравиметра вынесены на верхнюю панель. Прибор имеет три установочных винта. Освещение осуществляется от батарейки карманного фонаря. Вес прибора 2 кг.

При помощи гравиметров Уорден за последнее десятилетие выполнено большинство мировых опорных гравиметрических связей, а также создано много национальных опорных сетей.

## § 10. ГРАВИМЕТРЫ НОРГАРД И СН-3

Кварцевый бестермостатный гравиметр с жидкостной температурной компенсацией основан на уравнивании маятника упругими силами крутильной нити. Гравиметр был сконструирован Норгардом и построен шведской фирмой «Мамлетнинг компани» в начале 40-х



годов и получил широкое распространение во всем мире. В частности, он широко применялся при гравиметрических съемках. Общий вид гравиметра дан на рис. 39.

Рассмотрим принцип действия и краткую теорию гравиметра Норгард.

Упругая система гравиметра (рис. 40) сделана из плавленого кварца. В середине тонкой нити 6 (30—50 мк), натянутой на кварцевой рамке 1, приварен кварцевый стержень 5, несущий зеркало 3 и металлические грузики 4, с помощью которых регулируется температурная компенсация. На одном конце рамки имеется диапазонное устройство 7, позволяющее закручивать нить 6 на дополнительный угол. Нить закручена так, чтобы маятник занимал положение, близкое к горизонтальному. На кварцевой рамке установлено зеркало 2. Когда нить закручивается на некоторый определенный угол, маятник занимает определенное положение.

Зеркала на маятнике и на рамке расположены в фокальной плоскости окуляра параллельно одно другому, и отражения от них сходятся на одной линии. Пусть в этом случае маятник наклонен под углом  $\alpha$  к горизонту, причем маятник лежит ниже горизонта. Момент силы тяжести, приложенный к маятнику, будет  $mg \cos \alpha$ . Этот момент уравнивается упругой силой нити  $\tau \theta$ . Таким образом, основное уравнение гравиметра можно записать в виде

$$\theta \tau = mgl \cos \alpha, \quad (\text{VI.33})$$

где  $\theta$  — угол закручивания нити;  $\tau$  — коэффициент кручения нити,  $\tau = \frac{\pi r^4 G}{2L}$ ;  $r$  — радиус нити;  $G$  — некоторый коэффициент пропорциональности, так называемый модуль сдвига, известный из теории сопротивления материалов;  $L$  — длина нити;  $mg$  — вес маятника.  $l$  — длина маятника от оси подвеса до центра тяжести;  $\alpha$  — угол наклона маятника к горизонту.

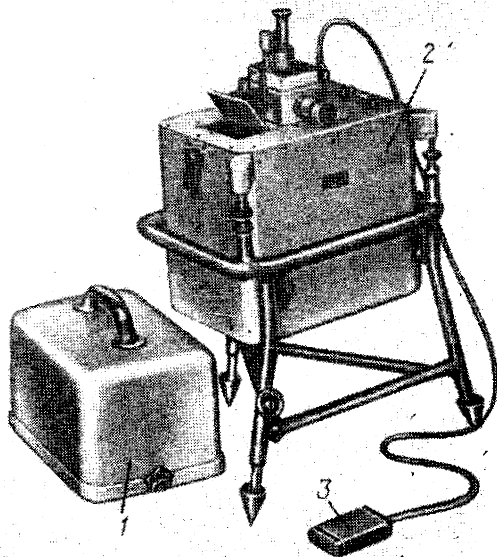


Рис. 39. Общий вид гравиметра Норгард.  
1 — крышка; 2 — гравиметр на треноге; 3 — электрический фонарь для подсвета.

Если всю рамку поворачивать против часовой стрелки, момент маятника будет увеличиваться и соответственно этому будет увеличиваться закручивание нити. После того как в результате поворота рамки рычаг достигнет горизонтального положения и, следовательно, максимального значения момента сил, начнется обратный процесс: момент будет уменьшаться и нить раскручиваться, а плоскости подвижного и неподвижного зеркал сближаться.

Когда маятник поднимется над горизонтом на угол  $\alpha$ , момент сил примет такое же значение, что и в первоначальном положении, так как

$$\begin{aligned}\cos \alpha &= \cos (-\alpha), \\ mgl \cos \alpha &= mgl \cos (-\alpha).\end{aligned}\quad (\text{VI.34})$$

Угол, равный  $2\alpha$ , на который повернулся при этом маятник, называется углом раствора системы. На этот же угол повернулась и рамка, поскольку подвижное и неподвижное зеркала в рассмотренных

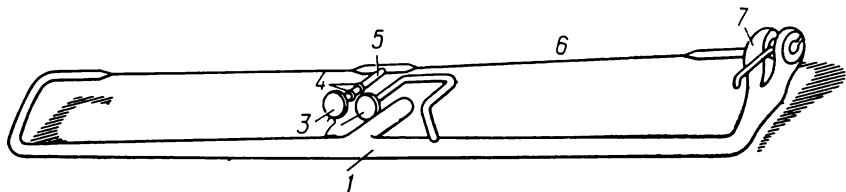


Рис. 40. Упругая система гравиметра Норгард.

1 — рамка; 2, 3 — зеркала; 4 — грузики; 5 — стержень; 6 — нить; 7 — диапазонное устройство.

положениях взаимно параллельны. Значит, чтобы измерить угол  $2\alpha$ , так называемый угол раствора маятника, надо измерить угол поворота рамы прибора от одного положения совпадения индексов (при  $-\alpha$ ) до другого (при  $+\alpha$ ). Угол раствора служит мерой измерения силы тяжести. В самом деле, если сила тяжести, например, увеличится — момент веса маятника возрастет и для его уравнивания нить закрутится на больший угол, совмещенные раньше в поле зрения микроскопа индексы разойдутся. Поворачивая далее всю рамку вслед за маятником, мы опустим маятник еще ниже и тем уменьшим его момент веса. Тогда нить начнет раскручиваться. При некотором новом значении угла  $\alpha$  угол закручивания нити достигнет своего прежнего значения  $\theta$ , и индексы опять совпадут. Это и будет новым положением равновесия системы. Постоянный угол закручивания нити  $\theta$  равен приблизительно  $500\text{--}600^\circ$ . Таким образом, упругий момент системы при совмещенных индексах всегда величина постоянная, а стало быть, и момент веса маятника — величина постоянная независимо от значения силы тяжести  $g$ . Значит, можно написать, что

$$\theta \tau = mgl \cos \alpha_i = \text{const.}$$

При горизонтальном положении маятника  $\alpha = 0$ ; ему соответствует значение силы тяжести  $g = g_0$ . Тогда выражение (VI.34) напомним в виде

$$mg_i l \cos \alpha_i = mg_0 l = \text{const}$$

или

$$g_1 \cos \alpha_1 = g_2 \cos \alpha_2 = \dots = g_i \cos \alpha_i = g_0 = \text{const}. \quad (\text{VI.35})$$

Отсюда значение силы тяжести в любом пункте может быть выражено через  $g_0$ :

$$g_i = \frac{g_0}{\cos \alpha_i} = g_0 \sec \alpha_i.$$

Разность силы тяжести между пунктом наблюдения и некоторым условным пунктом, в котором сила тяжести равна  $g_0$ , обозначается обычно через  $g_r$ :

$$g_r = g - g_0 = g_0 (\sec \alpha - 1). \quad (\text{VI.36})$$

Именно эту величину получают на пункте в результате наблюдений, так как при помощи микрометра измеряется угол отклонения маятника от горизонтального положения.

Разность силы тяжести между двумя пунктами определяется по формуле

$$\Delta g = (g_r)_2 - (g_r)_1. \quad (\text{VI.37})$$

Для того чтобы получить  $g_r$ , необходимо знать угол  $\alpha$  и  $g_0$ . Угол  $\alpha$  так или иначе измеряется во время наблюдений;  $g_0$  требуется рассчитать. Это можно сделать на любом пункте с известным значением  $g$ , пользуясь формулой (VI.36) и методом последовательных приближений:

$$g_0 = g - g_r, \quad (\text{VI.38})$$

где  $g$  — известное в данном пункте значение силы тяжести;  $g_r$  — значение, полученное из наблюдений с гравиметром по формуле (VI.36) при некотором приближенном значении  $g_0$ . Получив, таким образом, первое приближение значения  $g_0$ , вычисляем новое  $g_r$  и повторяем вычисление  $g_0$  уже во втором приближении. Точности второго приближения всегда бывает достаточно.

Из формулы (VI.35) получаем чувствительность гравиметра, дифференцируя ее в предположении изменяемости только  $\alpha$  и  $g$ :

$$\cos \alpha \, dg = g \sin \alpha \, d\alpha, \quad \frac{d\alpha}{dg} = \frac{\text{ctg } \alpha}{g} \quad (\text{VI.39})$$

или, имея в виду, что угол  $\alpha$  мал, раскладывая  $\text{ctg } \alpha$  в ряд и удерживая лишь первый член разложения  $\frac{1}{\alpha}$ , имеем

$$\frac{d\alpha}{dg} = \frac{1}{\alpha g}. \quad (\text{VI.40})$$

Отсюда следует, что чувствительность системы обратно пропорциональна углу раствора  $2\alpha$ . Поэтому для увеличения точности выгодно

вести наблюдения при малых углах раствора, но при этом, естественно, уменьшается диапазон измеряемых разностей  $\Delta g$ . Подсчитаем, с какой степенью точности следует определять  $g_0$ . Для этого прологарифмируем, после чего продифференцируем (VI.36), полагая переменными  $g_0$  и  $g_r$ :

$$\ln g_r = \ln g_0 + \ln (\sec \alpha - 1),$$

$$\frac{dg_r}{g_r} = \frac{dg_0}{g_0}.$$

Считая, что дифференциалы соответствуют средним квадратическим ошибкам (это показывается в теории приближенных вычислений), которые мы обозначим через  $m_{g_r}$  и  $m_{g_0}$ , находим

$$m_{g_0} = \frac{g_0}{g_r} m_{g_r}. \quad (\text{VI.41})$$

Эта формула дает значение величины ошибки  $g_0$  в зависимости от необходимой точности измерения  $g_r$ . Пусть  $g_r$  мы хотим измерять с точностью, характеризующейся величиной ошибки  $m_{g_r} = \pm 0,1$  мгл при величинах  $g_r = 3000$  мгл, т. е. измеряются большие разности силы тяжести и измерение ведется при больших растворах  $\alpha$ . Тогда, полагая  $g_0 \approx 980$  гл  $= 0,98 \cdot 10^6$  мгл, получим

$$m_{g_0} = \pm 0,98 \cdot 10^6 \frac{0,1}{3000} \approx \pm 33 \text{ мгл.}$$

С такой точностью рассчитать  $g_0$  всегда несложно. Практически  $g_0$  всегда определяют на порядок точнее, также на порядок точнее ведут и вычисление  $g_r$  (не до 0,1, а до 0,01 мгл).

Система отсчетов гравиметра представлена на рис. 41. В гравиметре Норгард непосредственное измерение углов наклона маятника или (что при совмещении индексов то же самое) всей системы гравиметра заменяется измерением линейных перемещений микрометрического винта. Этот способ часто называют тангенциальным, так как в нем получается отношение

$$\frac{m+k}{L} = \operatorname{tg} (\alpha + \beta).$$

При перекладке гравиметра с одного микрометрического винта на другой мы повернем его на угол  $2\alpha$ , т. е. на полный угол раствора системы. Связь угла раствора  $2\alpha$  с линейным перемещением системы при установке ее микрометрическим винтом в положение совпадения блинков можно написать в виде

$$\operatorname{tg} (\alpha + \beta) = \frac{\operatorname{tg} \alpha + \operatorname{tg} \beta}{1 - \operatorname{tg} \alpha \operatorname{tg} \beta} = \frac{k+m}{L}, \quad (\text{VI.42})$$

где  $k$  — половина расстояния между микрометрами при их нулевом положении. При таком положении микрометров оба винта соприкасаются с площадками (рис. 41) на трубе системы

$$m = \frac{1}{2} (m_L + m_R) - s, \quad (\text{VI.43})$$

где  $m$  — полусумма отсчетов правого и левого микрометров в мм;  $s$  — поправка за положение нулей микрометров (изменяется при смене опорной пластины).

Из рис. 41 видно, что

$$\operatorname{tg} \beta = \frac{k}{L},$$

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{m \cos^2 \beta}{L + m \sin \beta \cos \beta} = \frac{mA}{L + mB},$$

где

$$\cos^2 \beta = \frac{1}{1 + \operatorname{tg}^2 \beta} = \frac{L^2}{L^2 + k^2} = A,$$

$$\sin \beta \cos \beta = \frac{\operatorname{tg} \beta}{1 + \operatorname{tg}^2 \beta} = \frac{kL}{L^2 + k^2} = B.$$

Пользуясь полученным значением для  $\operatorname{tg} \alpha$ , напишем формулу (VI.36)

$$\begin{aligned} g_r &= g_0 (\sec \alpha - 1) = g_0 (\sqrt{1 + \operatorname{tg}^2 \alpha} - 1) = \\ &= g_0 \left\{ \left[ 1 + \frac{m^2 A^2}{(L + mB)^2} \right]^{1/2} - 1 \right\}. \end{aligned} \quad (\text{VI.44})$$

Раскладывая выражение в квадратных скобках в ряд по степеням величины  $m$  и ограничиваясь членами, которые обеспечивают необходимую точность измерений даже при предельно больших растворах  $\alpha$ , получаем рабочую формулу гравиметра Норгард

$$g_r = Cm^2 - Dm^3 - Em^4, \quad (\text{VI.45})$$

где

$$\begin{aligned} C &= \frac{1}{2} g_0 \left( \frac{A}{L} \right)^2; \quad D = g_0 \left( \frac{A}{L} \right)^2 \frac{B}{L}; \\ E &= \frac{1}{8} g_0 \left( \frac{A}{L} \right)^4 - \frac{3}{2} g_0 \left( \frac{A}{L} \right)^2 \left( \frac{B}{L} \right)^2. \end{aligned} \quad (\text{VI.46})$$

Величины  $A$ ,  $L$ ,  $B$  — константы, указываются в паспорте прибора;  $g_0$  определяется, как уже говорилось, по известному значению силы тяжести на пункте;  $C$ ,  $D$ ,  $E$  — величины, вычисляемые наблюдателем.

В большинстве случаев достаточно пользоваться формулой

$$g_r = Cm^2. \quad (\text{VI.47})$$

В гравиметре осуществлена жидкостная компенсация. Механизм ее действия следующий. Коробка с кварцевой системой заполнена специальным маслом. При повышении температуры упругость кварцевой нити возрастает (кварц имеет аномальный термоэластический коэффициент). Для компенсации того же момента веса маятника потребуются теперь меньшее закручивание нити, и маятник поднимется. Одновременно произойдет тепловое расширение масла и за счет эффекта Архимеда маятник, погруженный в жидкость, станет как бы тяжелее. Вследствие этого он должен будет опуститься. Для осуществления компенсации требуется подобрать жидкость таким образом, чтобы ее температурное расширение полностью компенсировало

изменение упругости системы. Так как зависимости от температуры упругости кварца и плотности жидкости различные (первая близка к линейной, вторая — квадратичная), то осуществить полную компенсацию удастся лишь на небольшом участке температур, порядка нескольких градусов. В остальном диапазоне изменения температур приходится вводить поправки за температуру (специально

определяются температурные коэффициенты).

Гравиметр не требует эталонирования, т. е. определения цены деления шкалы, так как отсчеты его, взятые в миллиметрах, будучи умноженными на соответствующие коэффициенты  $C$ ,  $D$ ,  $E$ , являющиеся функциями линейных размеров системы, получают размерность миллигалов. Это утверждение вполне строго при условии идеального знания размеров  $k$  и  $L$ . Однако малые неточности в них при измерениях больших разностей силы тяжести могут быть ощутимы. Поэтому гравиметры Норгард, предназначенные для определения значительных разностей силы тяжести или разбивки опорных сетей, следует эталонировать. При этом поправочный коэффициент получается очень близким к единице.

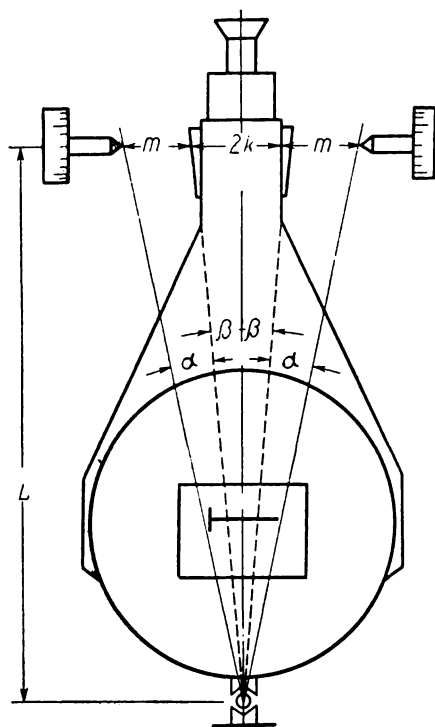


Рис. 41. Пояснение к выводу рабочей формулы гравиметра Норгард.

С. А. Поддубного и выпущен серийно гравиметр СН-3. Это кварцевый гравиметр с горизонтальной крутильной нитью, на которой расположен маятник, находящийся в равновесии при близком к горизонтальному положению. Принцип действия кварцевой системы тот же, что и у гравиметра Норгард. Поэтому и теория этого гравиметра в основных чертах описывается теми же уравнениями. Гравиметр имеет жидкостную температурную компенсацию. В качестве компенсатора в нем применен водный раствор спирта.

#### § 11. ГАВИМЕТР АЭРОГАВИМЕТРИЧЕСКОЙ ЭКСПЕДИЦИИ ГАЭ

Гравиметр ГАЭ приспособлен для измерения больших разностей силы тяжести, он сконструирован в Аэрогравиметрической экспедиции Института Физики Земли АН СССР (рис. 42). В качестве упругой

системы гравиметра используется кварцевая крутильная система типа системы Норгард. Однако тангенциальная система отсчетов заменена непосредственным измерением угла раствора  $2\alpha$ . В качестве угломерного инструмента применен горизонтальный круг оптического теодолита ОТ-02, который установлен в вертикальной плоскости. Точность измерения угла раствора при помощи этого круга составляет  $\pm 0",75$  при единичном наведении, что соответствует при величине  $\alpha = 2^\circ,5$  приблизительно 0,16 мгл. Перекладка системы и наведение штрихов при наблюдениях производится специальным винтом, внешняя часть которого имеет грубое движение и осуществляет перекладку прибора, внутренняя — микрометрическое движение

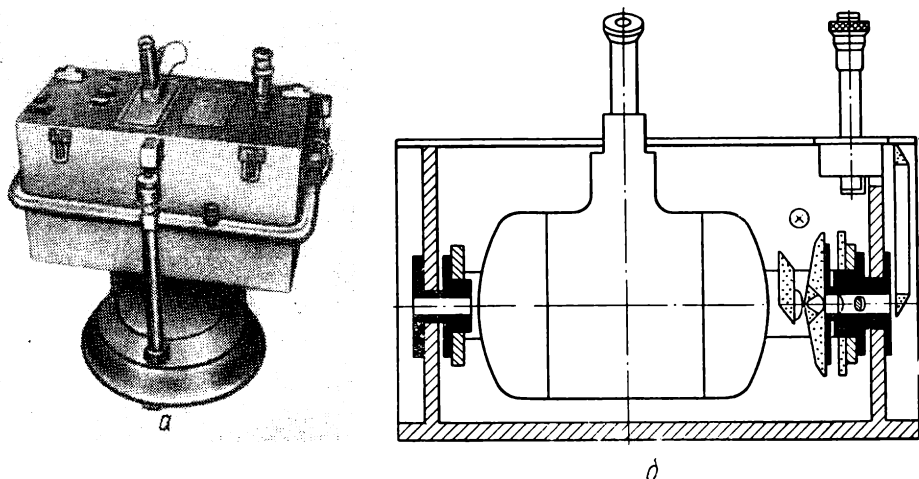


Рис. 42. Гравиметр ГАЭ.

а — общий вид; б — схема.

и осуществляет наведение индекса прибора на неподвижный штрих шкалы. Прибор имеет термостат. Вес прибора без аккумуляторов составляет 36 кг, из которых 10 кг весит штатив. Отсчеты гравиметра дают величину  $g$ , в миллигалах с точностью отсчетов кругов. Никакого эталонирования система не требует, так как значение измеряемой величины получается непосредственно по формуле  $g = g_0 (\sec \alpha - 1)$  в миллигалах;  $g_0$  определяется тем же способом, что и в гравиметре Норгард. Введение описанной системы отсчетов сразу же существенно улучшило надежность и точность прибора, и гравиметры ГАЭ успешно применялись при определении опорной гравиметрической сети Советского Союза.

## § 12. ГЕОДЕЗИЧЕСКИЙ АСТАЗИРОВАННЫЙ ГРАВИМЕТР ГАГ-2

Геодезический астазированный гравиметр ГАГ-2, изготавливаемый в Советском Союзе, предназначен для высокоточных измерений разностей силы тяжести при создании опорных гравиметрических сетей

первого и второго классов точности, при построении калибровочных гравиметрических полигонов, при региональных гравиметрических съемках и съемках в горных районах.

Гравиметр ГАГ-2 разработан ИФЗ АН СССР совместно с Всесоюзным НИИ разведочной геофизики Министерства Геологии СССР. По принципу измерений гравиметры ГАГ-2 близки к гравиметрам типа Норгард, СН-3, ГАЭ-3, но благодаря применению астазированной упругой системы превосходят их по точности.

Чувствительным элементом гравиметра является астазированная кварцевая упругая система, жестко устанавливаемая на поворотной раме угломерного устройства. Мерой ускорения силы тяжести служит угол раствора, измеренный с помощью вертикально установленного лимба. Астазированная кварцевая система установлена в двухступенчатый термостат с релейным регулированием температуры. Гравиметр имеет масштабный коэффициент, равный единице, и поэтому не требует эталонирования. Основная техническая характеристика гравиметра определяется следующими данными. Диапазон

Т а б л и ц а 12

Смещение нуля-пункта гравиметра ГАГ-2

Дата наблюдений	Продолжительность рейса, ч	Смещение нуля-пункта в рейсе, мгл	Среднее смещение нуля-пункта *, мгл	Разность, мгл
11—V	12	+0,68	0,70	—0,02
12—V	13	+0,67	+0,65	+0,02
13—V	11	+0,67	+0,67	—0,01
14—V	13	+0,78	+0,78	0,00
15—V	15	+0,80	+0,90	—0,10
16—V	8	+0,60	+0,55	+0,05
17—V	13	+0,80	+0,80	0,00
19—V	9	+0,57	+0,58	—0,01
20—V	9	+0,55	+0,52	+0,08
21—V	9	+0,58	+0,60	—0,02
24—V	9	+0,58	+0,58	0,00
25—V	11	+0,62	+0,60	+0,02

\* Смещение нуля-пункта за ближайшие к дате наблюдения 10 суток.

Т а б л и ц а 13

Смещение нуля-пункта (сравнение по разным гравиметрам)

ГАГ-2 № 10			ГАГ-2 № 11			ГАГ-2 № 12			ГАГ-1 № 6		
за сутки	за час	за рейс	за сутки	за час	за рейс	за сутки	за час	за рейс	за сутки	за час	за рейс
+1,44	+0,06	+0,06	+2,16	+0,09	+0,09	—	—	—	+0,71	+0,03	+0,03
+1,20	+0,05	+0,06	+2,16	+0,09	+0,08	+1,68	+0,07	+0,08	+0,90	+0,04	+0,05



измерений в сторону увеличения ускорения силы тяжести не ограничен; в сторону уменьшения ограничен углом раствора, равным нулю. Полный диапазон перестройки положения этого угла составляет 4000 мгл.

Угловая чувствительность упругой системы 0,5—0,8 рад/гг.

Средняя квадратическая ошибка одного измерения при разности ускорения силы тяжести до 1000 мгл и продолжительности рейса до 8 ч при минимально возможных углах раствора не более  $\pm 0,10$  мгл. При измерении разности ускорения силы тяжести более чем в 1000 мгл и продолжительности рейса от 8 до 16 ч средняя квадратическая ошибка одного измерения не более  $\pm 0,15$  мгл. Средняя квадратическая ошибка отсчета направления при изменении угла раствора не более  $\pm 0",3$ .

Смещение нуля-пункта не более 1,5 мгл/сут при температуре упругой системы  $+35^{\circ}\text{C}$ . Температура термостатирования 25 или  $35^{\circ}\text{C}$ . Температурный коэффициент упругой системы не более 0,05 мгл/град. Питание термостата и лампочек подсветки от источника постоянного тока напряжением 24 В. Мощность нагревных обмоток наружного термостата около 15 Вт, внутреннего термостата около 1 Вт. Габариты гравиметра  $350 \times 250 \times 450$  мм. Вес гравиметра в футляре 25 кг. Вес штатива 6,5 кг. Отсчеты гравиметра делаются визуально с помощью угломерного устройства.

Гравиметр ГАГ-2 успешно применяется на работах по созданию опорных гравиметрических сетей, так как не требует эталонирования и обладает достаточно устойчивым линейным смещением нуля-пункта.

В качестве примера в табл. 12 и 13 приведено изменение нуля-пункта для нескольких гравиметров ГАГ-2 при их использовании для определения опорной сети II класса.

### § 13. ГРАВИМЕТР АСКАНИЯ GS

Гравиметр Аскания GS известен также под названием гравиметра Графа. Именно так назывались его ранние модели. Первая модель имеет упругую систему, состоящую из металлической винтовой пружины, жестко скрепленной верхним концом с основанием прибора и несущей на нижнем конце груз (рис. 43, а). Мерой изменения силы тяжести служит вертикальное перемещение груза.

Вторая модель имеет упругую систему, состоящую из рычага с грузом на конце, поддерживаемого двумя горизонтально расположенными винтовыми пружинами (рис. 43, б). Мерой изменения силы тяжести служит перемещение груза. Измерение малых перемещений груза производится нулевым способом при помощи микрометричного устройства, состоящего из компенсационной пружины 17, и микрометра. Поворачивая винт микрометра, груз всегда возвращают в одно и то же постоянное положение. Фиксация этого нулевого положения осуществляется посредством фотоэлемента, изменяющего фотонапряжение в цепи, в которую в качестве индикатора включен гальванометр.

Гравиметр помещен в вакуум и термостатирован. Последние модели этого гравиметра, получившие индекс GS-15 и GS-16, имеют очень высокую чувствительность и большую точность отсчета. Они снабжены специальным регистрирующим устройством с автоматической записью для стационарных наблюдений вариаций силы тяжести (например, лунно-солнечных возмущений). При этом точность записи такова, что уверенно получаются несколько микрогал, т. е. несколько тысячных долей миллигала.

В полевом варианте гравиметр обладает шириной диапазона в 800 мгл и обеспечивает точность измерений в несколько сотых долей миллигала. Для измерения силы тяжести в большем диапазоне требуется перестройка системы при помощи специального диапазонного механизма.

Схема устройства гравиметра GS помещена на рис. 43, в. Момент  $mgI$  силы тяжести маятника 1 уравнивается упругим моментом горизонтальной расположенной винтовой пружины 2. К перед-

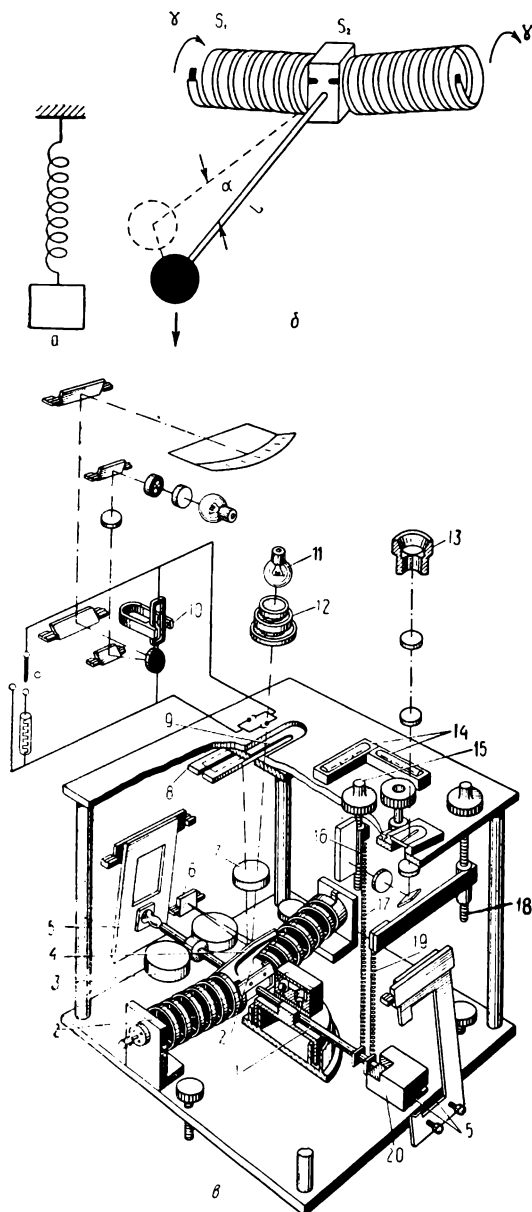


Рис. 43. Принцип действия гравиметра Аскании GS.

а, б — модели упругой системы гравиметра: в — схема упругой системы и измерительного устройства гравиметра: 1 — маятник, 2 — главная пружина, 3 — барометрические компенсаторы, 4 — зеркало, 5 — арретирное устройство, 6 — неподвижное зеркало, 7 — объект, 8 — фотоэлемент, 9 — щель, 10 — гальванометр, 11 — лампочка, 12 — конденсатор, 13 — микроскоп, 14 — уровни, 15 — микрометрический винт, 16 — шкала, 17 — компенсационная пружина, 18 — винт перестройки диапазона, 19 — диапазонная пружина, 20 — масса маятника.

нему концу маятника прикреплены винтовые пружины — компенсационная 17 с микрометрическим винтом 15 и диапазонная 19 с винтом 18 перестройки диапазона. Рычаг имеет барометрические компенсаторы 3 — полые герметические объемы, уравнивающие объемный момент. Эти компенсаторы предназначены для устранения малых эффектов, так как прибор, помимо того, герметизирован. Фиксация нулевого положения маятника производится при помощи фотоэлемента с зеркальным гальванометром. Свет от лампочки 11 падает через конденсатор 12, щель 9 и объектив 7 на зеркало 4, отражается на неподвижное зеркало 6 и затем обратно через зеркало 4 и объектив 7 падает на два, рядом лежащие с запирающим слоем фотоэлемента 8, которые включены по дифференциальной схеме. При этом объектив дает изображение щели на обоих фотоэлементах. Разностный ток при одинаковой освещенности обоих фотоэлементов равен нулю. При перемещении индекса прибора освещенность фотоэлементов становится неодинаковой, и в цепи гальванометра 10 возникает ток. При вращении микрометрического винта 15 изменяется натяжение компенсационной пружинки, маятник, переместившийся под действием изменения силы тяжести, возвращается к нулевому положению. Перемещение микрометра отсчитывается по шкале 16 через микроскоп 13. При нулевом положении маятника стрелка гальванометра должна быть на нуле. Тогда изменение отсчета по шкале микрометра служит мерой изменения силы тяжести. Кроме того, в приборе точно проградуирована шкала микроскопа. Поэтому удобно индекс микрометра установить точно на штрих, а дробные доли отсчета получить по отклонению стрелки гальванометра. Цена малого деления шкалы микрометра составляет 0,005 мгл. На рис. 43, в видны также масса маятника 20, арретирное устройство 5. Ширина шкалы измерения гравиметра без перестройки диапазона 2000 мгл для GS-16 и 600 мгл для GS-15. Упругая система имеет температурную компенсацию. Гравиметр помещен в хороший

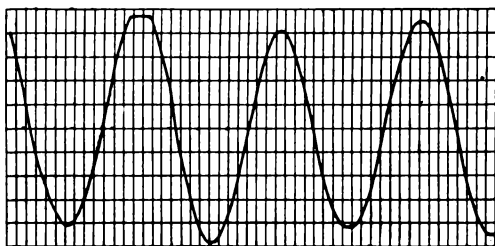
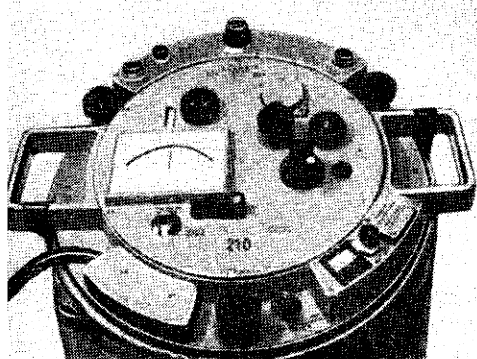


Рис. 44. Общий вид гравиметра Аскания GS-16 и запись приливных вариаций.

электрический термостат с двумя каскадами подогрева и экранирующий противоманнитный кожух.

Прибор устанавливается на треногу с подъемными винтами. Нивелировка осуществляется по уровням 14 на верхней панели гравиметра. Точность измерения силы тяжести в условиях полевых работ 0,02 мгл. Однако гравиметр довольно тяжел и в обращении не очень удобен. Вес его без штатива 20,5 кг, вес штатива 7,3 кг. Общий вес прибора в транспортировочном ящике 43 кг.

Прибор имеет дополнительную приставку с фоторегистрацией. При наблюдениях в стационарных условиях уменьшается его смещение нуля-пункта, повышается стабильность работы системы и прибор обеспечивает точность 0,001 мгл. Поэтому наиболее широкое применение гравиметр GS получил для стационарных наблюдений вариаций силы тяжести. Общий вид гравиметра GS-16 и запись приливных вариаций даны на рис. 44.

#### § 14. ДОННЫЕ ГРАВИМЕТРЫ

Для проведения измерения силы тяжести в области мелководных морей и мелкой части океанического шельфа созданы так называемые донные гравиметры, которые опускаются специальным приспособлением с корабля на дно моря. Показания таких гравиметров передаются на пульт управления, находящийся на корабле. Конструктивно донные гравиметры отличаются от обычных гравиметров. Отличие заключается главным образом в наличии приспособлений, обеспечивающих работу прибора под водой, и дистанционного управления.

В Советском Союзе разработано и применяется несколько типов донных гравиметров. Основой их служит обыкновенный гравиметр, помещенный в двойной колокол для погружения на дно. Внешняя часть, пропускающая внизу воду внутрь колокола, служит защитой от воздушных ударов и толчков. Внутренняя часть гравиметра — герметическая, включает прибор и дистанционное управление. Регистрация положения маятника осуществляется при помощи фотоэлементов, вызывающих смещение индекса прибора при выходе на них бликов от зеркала маятника. Микрометрический винт, передающий положение маятника, вращается специальным мотором, передающим на пульт управления отсчет микрометра. Существуют также иные системы регистрации. Донными гравиметрами выполнено большое количество гравиметрических измерений на Каспийском и Азовском морях.

Донный гравиметр КДГ (кварцевый донный гравиметр). Выпущены две модели КДГ-2, КДГ-3. Основной частью донного гравиметра является упругая система кварцевого гравиметра ГАК, в которой оптическая система отсчетов заменена фотоэлектрической, а микрометрическое перемещение к нулевому положению осуществляется при помощи возвратного потенциала. Для этого с маятником гравиметра связываются пластины конденсатора возвратного потенциала и зеркало фотоэлектрической системы. При изменении силы тяжести маятник системы отклоняется от горизонтального положения. Световой поток лампочки, отражаясь от зеркала системы,

падает на два фотоэлемента, включенных по дифференциальной схеме. При горизонтальном положении маятника световой поток делится пополам между двумя фотоэлементами. Фототок в этом случае будет равен нулю. При отклонении маятника схема фотоэлементов разбалансируется и гальванометр цепи фотоэлементов показывает отклонение. При помощи возвратного потенциала маятник приводится в нулевое горизонтальное положение. Изменение разности потенциала для приведения маятника в нулевое положение служит мерой изменения силы тяжести. Приращение силы тяжести вычисляется по формуле

$$\Delta g = c (V_1^2 - V_0^2).$$

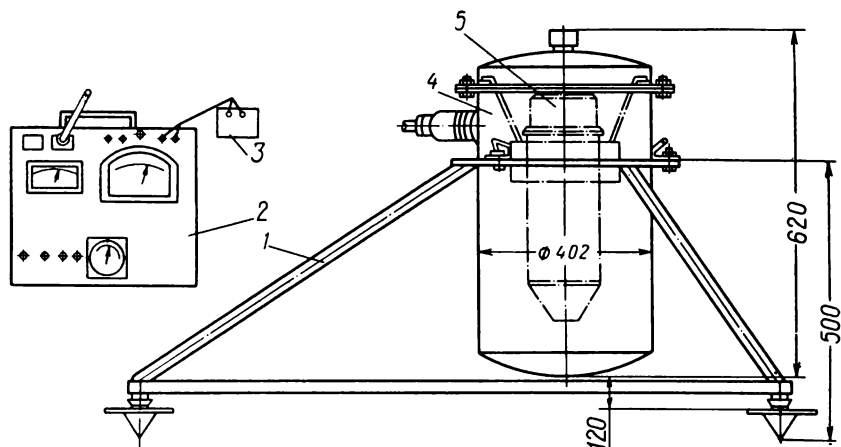


Рис. 45. Схема установки донного гравиметра на внешней подставке.

1 — тренога скафандра; 2 — пульт управления; 3 — вольтметр; 4 — скафандр; 5 — гравиметр.

Гравиметр помещен в подвес кардана, обеспечивающий автоматически правильную установку гравиметра по уровням. Гравиметр вместе с подвесом кардана помещен в герметический корпус, установленный на треноге. Вся эта установка, опускаемая с корабля на дно моря, соединяется с пультом управления на корабле кабелем, посредством которого передается питание на осветитель и фотоэлемент, а также напряжение на конденсатор возвратного потенциала.

Схема установки гравиметра на внешней подставке приведена на рис. 45. Прибор не имеет термостата, но снабжен улучшенной термозащитной оболочкой. Ширина диапазона измерений с гравиметром без перестройки шкалы составляет 100 мгл, с перестройкой — 2500—3000 мгл. Ошибка измерения силы тяжести прибором  $\pm(0,05—0,2$  мгл). Смещение нуля — 0,3 мгл/ч. Прибор помещается в специальный скафандр, позволяющий производить измерения на дне водных бассейнов глубиной до 300 м. Для обеспечения высокой точности важно следить за режимом работы прибора и иметь надежно определенные константы.

Порядок работы на море следующий. Освещение включается перед началом рейса и не выключается до конца работ. На исходном пункте стрелка гальванометра переводится в нулевое положение. При этом надо следить, чтобы гальванометр был установлен горизонтально и выключен из цепи напряжения. Затем гальванометр включают в цепь фотоэлементов и подают потенциал на пластины возвратного конденсатора. Вращением ручек грубой и тонкой наводок потенциометра добиваются совмещения стрелки гальванометра с нулем шкалы прибора и записывается отсчет шкалы вольтметра. Расхождения в повторных наведениях не должны превосходить 0,1 в. При наведениях, как и во всех гравиметрах, стрелку следует подводить к нулю всегда с одной стороны, а именно в направлении возрастающих отсчетов. Далее операция отсчета потенциометра повторяется на всех пунктах. В журнал наблюдений записываются дата рейса, время наблюдений, отсчеты шкалы вольтметра возвратного потенциала. За рубежом наиболее широко применяются донные гравиметры на базе гравиметра Лакоста-Ромберг.

### § 15. ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ ГРАВИМЕТРИЧЕСКОЙ АППАРАТУРЫ

Последнее десятилетие характеризуется быстрым развитием гравиметрической аппаратуры на основе электронной техники. Можно считать, что за это время на порядок повысилась точность измерений. Точность полевых гравиметрических измерений при геологоразведочных съемках составляет  $\pm(0,01-0,05)$  мгл. Создана аппаратура, позволяющая производить измерения в движении, на морских судах. В этом случае достигнута точность  $\pm(2-5)$  мгл. Ведутся успешные опыты по производству гравиметрических измерений с самолетов.

Основные тенденции дальнейшего развития средств измерения силы тяжести определяются рядом задач, которые практика ставит перед гравиметрией. В первую очередь — это дальнейшее повышение полевой точности измерений (до  $\pm 0,001$  мгл) и создание средств и методов точного учета влияния рельефа местности. Это в свою очередь сделает доступными прямые поиски не только рудных тел с большой эффективной плотностью, но и прямые поиски нефти и многих других полезных ископаемых. Достижение точности полевых измерений до микрогала будет соответствовать точности стационарных установок до сотых и тысячных долей микрогала, т. е. до  $10^{-11}-10^{-12}$ . Такая точность измерений позволит за короткие отрезки времени выявить вековые изменения силы тяжести, а через них — вековые и современные движения земной коры. Реально встанет вопрос о проверке гипотезы переменности гравитационной постоянной. Одновременно с повышением точности измерений стоит задача стабилизации нуля-пункта гравиметров. У некоторых гравиметров, например у гравиметров Лакоста-Ромберг, уже удалось стабилизировать нуля-пункт на порядок выше, чем у большинства других гравиметров, и привести его в соответствие с инструментальной точностью, однако задача дальнейшего повышения точности требует выяснения путей еще боль-

шей его стабилизации. У большинства систем гравиметров смещение нуля-пункта лимитирует точность измерений и длительность рейсов. Создание гравиметров со стабильным нулем-пунктом поведет к перестройке методики работ, в частности, к существенному повышению точности гравиметрических определений в длительных экспедициях.

Одной из главных задач гравиметрии ближайшего будущего является завершение первой очереди мировой гравиметрической съемки, выполнение гравиметрических измерений на океанах и необжитых территориях, таких как Антарктида или центральные области Африки, Южной Америки. Это требует создания морской гравиметрической аппаратуры высокой производительности и точности, соизмеримой с точностью измерений на суше. В настоящее время морские гравиметры, с которыми производят наблюдения на кораблях, обеспечивают точность измерений, характеризующуюся средней квадратической ошибкой  $\pm 3$  мгл. Повышение этой точности на порядок — задача очень трудная, однако нет сомнения в том, что в перспективе близкого будущего она будет разрешена. Одновременно будут созданы агрегаты, ведущие в течение всего рейса непрерывные наблюдения и осуществляющие одновременно полную их обработку на электронно-вычислительных машинах.

Для более быстрого общего, но менее детального изучения гравитационного поля Земли в перспективе — развитие аэрогравиметрических методов съемки. Аэрогравиметрия, аналогично аэромагнитной съемке, позволит за короткие сроки изучить обширные площади. Однако создание аппаратуры, измеряющей силу тяжести или другие производные потенциала с летящего самолета с достаточной точностью, — задача крайне сложная. Сейчас в этом направлении сделаны только первые, хотя и обнадеживающие, шаги.

Исследование космического пространства с помощью искусственных спутников и космических аппаратов поставили перед гравиметрией ближайшего будущего новые, очень сложные и не менее интересные задачи: создание гравиметров для выполнения гравиметрических связей Земля — Луна, Земля — планеты и гравиметров для изучения гравитационного поля Луны и планет. Это требует построения полностью автоматических приборов, приспособленных для работы в сложных космических условиях. Такие приборы, по-видимому, найдут не менее широкое применение для исследования гравитационного поля Мирового океана.

В то же время практика работ уже поставила задачу построения гравиметров, работающих внутри Земли. Пока это только скважинные гравиметры, выполняющие гравиметрический каротаж. В дальнейшем — это приборы, изучающие гравитационное поле внутри Земли с помощью специальных снарядов, проникающих как червяк внутрь Земли.

Наконец, не менее важной задачей недалекого будущего гравиметрического приборостроения является создание станций, автоматически обрабатывающих результаты наблюдений и решающих вопросы их геологической интерпретации.

## *Глава VII*

### **ТЕХНИКА НАБЛЮДЕНИЙ С ГРАВИМЕТРАМИ**

Использованию гравиметра на гравиметрических съемках должно предшествовать основательное исследование его и подготовка к работе. Прежде всего для каждого гравиметра, с которым геофизическая партия будет проводить работы, необходимо определить зависимость отсчетов от температуры и от барометрического давления, а также цену деления шкалы, т. е. должно быть произведено эталонирование прибора. При выпуске гравиметра с завода все эти параметры заносятся в паспорт прибора. Однако с течением времени и в зависимости от обстоятельств предшествующего использования величины различных констант могут изменяться. Кроме того, заводские определения не всегда соответствуют предъявляемым требованиям.

#### **§ 1. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРНЫХ КОЭФФИЦИЕНТОВ**

##### **Определение температурных коэффициентов термостатированных гравиметров**

Температурная зависимость находится по-разному для гравиметров, имеющих термостат и бестермостатных. В отсчеты термостатированных гравиметров, как правило, поправки за температуру не вносятся — прибор работает всегда при заданной термостатом температуре. Однако необходимо все же знать температурную зависимость хотя бы для оценки возможных отскоков показаний гравиметра в случае перебоя в работе термостата. Обычно термостат имеет переключение на несколько температур. Так, гравиметр ГКА имеет четыре уровня температур, на которые прибор можно включать без разборки. Эти температурные уровни и удобно использовать для определения температуры.

*Способ определения по точкам контактирования.* Определение ведется следующим образом. Включается первый (например, самый низкий) уровень термостатирования. Дается отстойка прибору до установления температуры. Берутся отсчеты гравиметра и термо-



метра. После этого прибор переключается на следующий уровень, дается отстойка и берутся отсчеты и так далее до самого верхнего уровня. После этого весь процесс повторяется сверху вниз. В результате такой работы будет получен ряд отсчетов  $A_i$ , соответствующих температурам  $t_i$ .

Для каждого отсчета можно написать уравнение температурной зависимости

$$A_i = A_0 + \alpha(t - t_0) + \beta(t - t_0)^2. \quad (\text{VII.1})$$

Число таких уравнений будет равно числу температурных точек. Наблюдения на одной и той же точке при повышении температуры и при понижении ее следует использовать для вычисления смещения нуля-пункта и привести, учитывая смещение нуля-пункта, к одному моменту.

Уравнение (VII.1) имеет три неизвестных  $A_0$ ,  $\alpha$ ,  $\beta$ , которые можно найти по методу наименьших квадратов. Обычно этого бывает достаточно для получения температурной характеристики гравиметра с термостатом. Применение более точных, но более трудоемких способов, как правило, в этом случае не оправдано. Следует иметь в виду, что при переключении диапазонов температур обычно приходится менять и отсчетные термометры, а значит точность измерений нарушается возможным сдвигом их шкал.

*Способ определения по малым изменениям температуры вблизи точек контактирования.* Кроме получения общей температурной зависимости в широком интервале для гравиметров, имеющих термостат, интересно знать возможные изменения отсчетов при небольших отклонениях температуры вблизи рабочей точки. В этом случае часто применяют такой прием. После отстойки гравиметра с включенным на данную температуру термостатом выключают термостат, дают прибору остыть в пределах  $0,5\text{--}1,0^\circ\text{C}$ , после чего вновь включают термостат и ждут установления температуры. В процессе цикла через каждые полчаса берут отсчеты по термометру и микрометру гравиметра. В результате получают большое число отсчетов  $A_i$  и соответствующих им температур  $t_i$ . По этим данным строят график по координатам  $A_i$ ,  $t_i$ .

Однако такой способ не точен, поскольку при нем происходят быстрые изменения температуры, которые вызывают различные нежелательные эффекты в системе гравиметра. Прежде всего появляется так называемый динамический температурный эффект — отставание температуры термометра от температуры системы или наоборот, вследствие чего возникает так называемый температурный гистерезис, т. е. отставание. Отсчеты, полученные при одних и тех же температурах, но при повышении и при понижении ее, резко отличаются. Получается температурная петля. Пример такой температурной петли по наблюдениям гравиметра ГАК-ЗМ приведен на рис. 46. Кроме того, в системах, имеющих температурную компенсацию, возникает ее разбалансировка. Следует заметить, что в температурно-компенсированной системе отдельные элементы имеют большие

температурные коэффициенты. Так, в кварцевых системах величина температурной зависимости системы составляет 120 мгл на  $1^\circ\text{C}$ . Ее компенсирует величина, например, расширения жидкости, которая должна дать  $-120$  мгл на  $1^\circ\text{C}$ . Значит, если между системой и компенсирующей жидкостью возникнет разность температуры в  $0^\circ,1$ , то отсчеты изменятся на 24 мгл ( $+12$  мгл за счет кварцевой системы и  $-12$  мгл за счет компенсационной жидкости). Поэтому очень опасны резкие изменения температуры при наблюдениях с гравиметрами, имеющими температурную компенсацию.

Для определения температурной зависимости вблизи температуры, которая поддерживается термостатом, лучше всего изменять внешнюю температуру, не отключая термостат. Причем эти изменения следует делать медленно. Например, в течение полусуток или даже суток выдерживать прибор при одной внешней температуре и за это время через 1—2 ч брать отсчеты температуры и микрометра гравиметра; потом внешнюю температуру следует понизить на  $10^\circ$  и опять при ней выдержать прибор в течение того же времени. Затем надо повысить температуру и, наконец, вернуться к исходной.

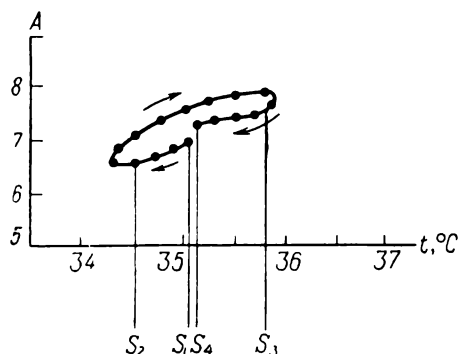


Рис. 46. График изменения отсчетов гравиметра при изменении температуры (температурная петля).

Моменты времени:  $S_1$  — выключение нагрева после отстойки,  $S_2$  — включение нагрева,  $S_3$  — включение регулятора термостата,  $S_4$  — конец наблюдений. По оси  $y$  отложены отсчеты  $A$  в делениях шкалы микрометра.

В этом случае температура в приборе изменяется медленно и температурная кривая, полученная в процессе таких наблюдений, очень схожа с той температурной зависимостью, которая может быть в процессе полевых работ.

**Определение коэффициента термостатирования.** При определении температурной зависимости вблизи температуры, поддерживаемой контактным термометром термостата, одновременно находят коэффициент термостатирования.

Коэффициентом термостатирования называется отношение изменения температуры  $\Delta t^\circ\text{C}$  внутри прибора к изменению внешней температуры  $\Delta T^\circ\text{C}$

$$k = \frac{\Delta t}{\Delta T}.$$

Коэффициент  $k$  характеризует качество термостата и позволяет наблюдателю судить о том, какие внешние изменения температуры можно допускать при работе с гравиметром. Знание коэффициента термостатирования строго обязательно.

Для определения коэффициента термостатирования необходимо дать гравиметру длительную (день, сутки) отстойку при некоторой установившейся внешней температуре, после чего измерить внешнюю температуру и температуру внутри прибора, затем внешнюю температуру изменить на 15—20° С. В процессе этого изменения и до выравнивания температуры следует отсчитывать температуру внешнюю и в приборе. Серию таких наблюдений можно повторить. По результатам измерений надо построить график, для чего по оси  $x$  отложить время, по оси  $y$  — температуру — внешнюю и прибора. Построив график, можно определить величину коэффициента термостатирования по отношению максимумов изменения температур в приборе и внешней. Из этого же графика можно получить сдвиг фаз, т. е. различие во времени между максимумами изменения температур внешней и прибора и запаздывание начала изменения температуры внешней и в приборе. При определении коэффициента термостатирования полезно производить отсчеты микрометра гравиметра одновременно с отсчетами температуры. Это позволит выявить, хотя бы приближенно, время запаздывания начала изменения показаний термометра и упругой системы.

В табл. 14 приведен пример записи изменения температуры при определении коэффициента термостатирования.

Т а б л и ц а 14

**Пример записи изменения температуры**

Время наблюдений		Температура, °С	
ч	мин	внешняя $t_1$	в приборе $t_2$
10	—	20,0	45,00
10	30	25,0	45,00
11	—	30,0	45,02
11	30	35,0	45,04
12	—	39,4	45,10
13	—	40,0	45,15
14	—	40,0	45,20
15	—	40,0	45,22
16	—	40,0	45,24
17	—	40,0	45,25

$$\frac{\Delta t_2}{\Delta t_1} = k = \frac{0,25}{20} = \frac{1}{80}.$$

**Определение температурной зависимости  
для бестермостатных гравиметров**

*Метод двойной петли.* Определение температурной зависимости бестермостатных гравиметров обязательно проводится в широком интервале температур, потому что во время работы с гравиметром

температура в нем может сильно изменяться. Полная температурная компенсация в гравиметрах подбирается всегда для какой-то определенной температуры. Чем дальше от этой точки температурной компенсации уходить, тем больше будут зависеть отсчеты гравиметра от температуры. На рис. 47 представлен график температурной зависимости для гравиметра Норгард. Понятно, что выгодно наблюдать с гравиметром при температурах, близких к температуре полной компенсации. При работах следует подбирать прибор по температуре полной компенсации в соответствии с предполагаемыми условиями съемки.

Определение температурной зависимости методом двойной петли осуществляется в специальной термокамере следующим образом.

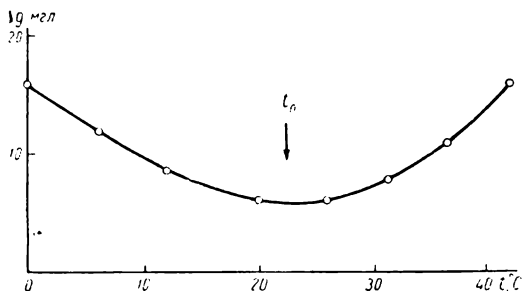


Рис. 47. График зависимости отсчетов гравиметра Норгард от температуры.

$t_0$  — температура полной компенсации.

Прибор устанавливается на столбе в термокамере, в которой задается некоторая температура  $t_1$ , допустимо близкая к температуре прибора. При этой температуре прибор отставляется в термокамере длительное время (от полусуток до суток). Во всяком случае до такого состояния, когда и температура по термометру прибора и отсчеты микрометра установятся и в течение 1—2 ч не будут изменяться. После этого

берут отсчеты:  $t_1$  — по термометру,  $A_1$  — по микрометру и одновременно записывают время  $S_1$  и внешнюю температуру  $T_1$ . Затем температура термокамеры изменяется на  $\Delta T'$  и устанавливается температура  $T_2$ , при которой прибору дается опять отстойка по уже описанным правилам. После отстойки берется отсчет прибора  $A_2$  при температуре  $t_2$  в момент  $S_2$ . После этого повторяется вновь отсчет при температуре  $t_1$  и опять при  $t_2$ . Таким образом, делается двойная температурная петля. Далее температура камеры изменяется опять на  $\Delta T''$  и такая же петля получается между температурами  $t_2$  и  $t_3$ , соответствующими отсчетам  $A_2$  и  $A_3$ , и так далее повторяют на трех—пяти интервалах вниз от точки полной температурной компенсации, а также вверх. Последовательность безразлична. Можно сразу начать с температуры заведомо более высокой или низкой, чем температура полной компенсации. Приводим приблизительную схему порядка определения температурной зависимости методом двойной петли (табл. 15).

Внутри каждой двойной петли можно учесть смещение нуля-пункта гравиметра, а по результатам измерений построить график температурной зависимости прибора. Метод двойной петли дает

Схема определения температурной зависимости

Момент наблюдения, ч	Наружная температура, °С	Температура в гравиметре, °С	Отсчет по микрометру, деления шкалы	Момент наблюдения, ч	Наружная температура, °С	Температура в гравиметре, °С	Отсчет по микрометру, деления шкалы
$S_1$	$T_1$	$t_1$	$A_1$	$S_6$	$T_2''$	$t_2''$	$A_2''$
$S_2$	$T_2$	$t_2$	$A_2$	$S_7$	$T_3$	$t_3$	$A_3$
$S_3$	$T_1'$	$t_1'$	$A_1'$	$S_8$	$T_4$	$t_4$	$A_4$
$S_4$	$T_2'$	$t_2'$	$A_2'$	$S_9$	$T_3''$	$t_3''$	$A_3''$
$S_5$	$T_3$	$t_3$	$A_3$	$S_{10}$	$T_4$	$t_4$	$A_4$

наиболее надежные результаты температурной зависимости отсчетов гравиметра. Однако он весьма трудоемок и не всегда представляется возможным им пользоваться. Результаты обработки определения температуры можно представить аналитически, а именно в виде квадратичной формулы с линейным коэффициентом  $\alpha$  и квадратическим  $\beta$ :

$$A - A_0 = \Delta A_t = \alpha (t - t_0) + \beta (t - t_0)^2, \quad (\text{VII.2})$$

где  $t_0$  — температура полной компенсации;  $t$  — температура в момент наблюдений;  $\Delta A_t$  — поправка в отсчеты за счет отклонения температуры от температуры полной компенсации, равная разности отсчетов при данной температуре и температуре компенсации ( $\Delta A_t = A - A_0$ ). Для получения числовых значений  $\alpha$  и  $\beta$  уравнение (VII.1) записывают для наблюдаемых температур  $t$  и наблюдаемых значений  $A - A_0$ , что дает так называемые условные уравнения. Предварительно во все отсчеты вводится поправка за смещение нуля-пункта, и они приводятся к одному моменту времени. После этого решается система условных уравнений относительно  $\alpha$  и  $\beta$  методом наименьших квадратов. Зная  $\alpha$ ,  $\beta$  и  $t_0$ , всегда можно вычислить поправку  $\Delta A_t$  и внести в отсчеты гравиметра.

Для введения поправок за температуру наблюдения удобно также пользоваться графиком температурной зависимости. Для этого в достаточно крупном масштабе на график наносятся по оси абсцисс температура  $t$ , по оси ординат отсчеты микрометра  $A$ , приведенные к одному моменту времени. При необходимости введения поправки ее можно снять с графика как ординату кривой в точке с температурой наблюдения.

Такой метод определения температурной зависимости должен применяться для всех гравиметров, использующихся при работе на опорных сетях или для определений повышенной точности.

*Метод простой петли.* В некоторых случаях определение температурных коэффициентов упрощается и наблюдения выполняются по методу простой петли. Тогда наблюдения по той же программе осуществляются от точки полной компенсации вверх, потом вниз

и опять к точке полной компенсации. В этом случае при каждой температуре производится два наблюдения, что позволяет внести поправку за счет смещения нуля-пункта. График наблюдений по методу одинарной петли приведен на рис. 48.

Приближенную температурную зависимость можно получить непосредственно в процессе полевых работ, даже прямо по записям в журнале, если после введения поправок за смещение нуля-пункта построить график отсчетов гравиметра и термометра, произведенных в разное время суток за разные дни. Желательно в этом случае полевые наблюдения дополнить наблюдениями во время наибольшего изменения температуры в приборе: утром, в 16 ч дня и вечером.

Динамический эффект в гравиметрах не учитывается, поскольку он сложен и его нельзя выделить в чистом виде. Поэтому необходимо

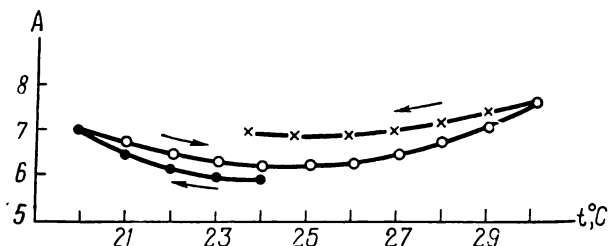


Рис. 48. Схема наблюдения по методу одинарной петли. По оси  $y$  отложены отсчеты  $A$  в делениях шкалы микрометра.

обеспечить такие условия наблюдения, при которых он не может возникнуть. (Не наблюдать при заметных изменениях температуры и особенно при изменениях знака хода температуры).

Во многих случаях температурные поправки не вводятся, считается, что они учитываются введением поправки за смещение нуля-пункта.

## § 2. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЗАВИСИМОСТИ ОТСЧЕТОВ ГРАВИМЕТРА ОТ АТМОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ

Все гравиметры, применяющиеся в настоящее время, или герметизированы, или имеют достаточно совершенную барометрическую компенсацию, так что практически не требуют введения поправки за изменение давления воздуха. Исключение составляет один гравиметр-высотометр, в котором эта зависимость специально усилена, поэтому для него необходимо определение барометрических коэффициентов. Для остальных гравиметров зависимость отсчетов от атмосферного давления нужно проверять, поскольку может нарушиться герметизация или возникнуть течь в компенсационных объемах. Определение барометрической зависимости следует производить в барокамере, изменяя давление и производя одновременно отсчеты

гравиметра. Эти наблюдения выполняются по той же схеме, что и при определении температурной зависимости, однако применение метода двойной петли здесь не имеет смысла и нет надобности делать длительную отстойку прибора. Достаточно 15—20 мин для выравнивания давлений. Такое упрощение объясняется тем, что в случае отсутствия барометрической компенсации или неполной компенсации прибор не герметизирован, плотность воздуха под внешним кожухом прибора и снаружи уравнивается очень быстро. В случае же герметизации нет надобности устанавливать формулу барометрических поправок; достаточно выяснить, что герметизация не нарушена и отсчеты не зависят от давления. В противном случае прибор не исправен и его надо ремонтировать. Поэтому весь цикл наблюдений в барокамере можно закончить в течение дня или суток. Схема записи наблюдений приведена в табл. 16.

Т а б л и ц а 16

Схема записи наблюдений в барокамере

Момент наблюдения, ч	Температура в гравиметре, °C	Внешнее давление, мм рт. ст.	Отсчет по микрометру, деления шкалы	Момент наблюдения, ч	Температура в гравиметре, °C	Внешнее давление, мм рт. ст.	Отсчет по микрометру, деления шкалы
$S_1$	$t_1$	$B_1$	$A_1$	$S_6$	$t_4$	$B_4$	$A_4$
$S_2$	$t_2$	$B_2$	$A_2$	$S_7$	$t_3$	$B_3$	$A_3$
$S_3$	$t_3$	$B_3$	$A_3$	$S_8$	$t_2$	$B_2$	$A_2$
$S_4$	$t_4$	$B_4$	$A_4$	$S_9$	$t_1$	$B_1$	$A_1$
$S_5$	$t_5$	$B_5$	$A_5$				

Повторные наблюдения при тех же давлениях позволяют ввести поправку за смещение нуля-пункта и проконтролировать первоначальные значения отсчетов. Интервал изменения давления при таких наблюдениях следует делать в 10—20 мм рт. ст. По наблюдённым значениям отсчетов микрометра и давления строится график, в котором по оси  $x$  откладывается давление, а по оси  $y$  — исправленные за смещение нуля-пункта отсчеты гравиметра. Плавная кривая, проведенная через эти точки, и есть барометрическая зависимость прибора.

Кроме того, следует произвести вычисления барометрических коэффициентов по формуле

$$\Delta A = A - A_0 = b_1 (B - B_0) + b_2 (B - B_0)^2, \quad (\text{VII.3})$$

где  $b_1$  — линейный барометрический коэффициент;  $b_2$  — квадратичный барометрический коэффициент;  $B_0$  — нормальное давление, например  $B_0 = 760$  мм рт. ст.;  $B$  — наблюденное давление;  $\Delta A$  — поправка в отсчеты гравиметра.

Чтобы найти коэффициенты  $b_1$ ,  $b_2$ , составляют условные уравнения для давления  $B$  и отсчета  $A$  для каждой наблюденной точки. Эти

уравнения решают методом наименьших квадратов относительно искомых коэффициентов  $b_1, b_2$ . По формуле (VII.3) с числовыми коэффициентами вычисляют барометрическую поправку. Во многих случаях достаточно пользоваться линейной зависимостью

$$\Delta A = b_1 (B - B_0).$$

Рассмотрим физический смысл барометрического коэффициента  $b_1$ . Можно считать, что барометрический коэффициент — это изменение отсчетов гравиметра, соответствующее кажущемуся изменению силы тяжести при изменении давления:

$$b_1 = \frac{dA}{dB} = \frac{dg}{k dB},$$

где  $k$  — масштабный коэффициент гравиметра.

### § 3. ЭТАЛОНИРОВАНИЕ. ПОВЕРКА ЛИНЕЙНОСТИ ШКАЛЫ

После температурных исследований надлежит произвести эталонирование гравиметра и поверку линейности шкалы микрометра в гравиметрах, имеющих устройство для перестройки диапазона. Особенно это важно при разбивке опорных сетей. Эталонирование делается одним из способов, описанных в гл. XI § 3. Существенно заранее определить точность, с которой требуется выполнить эталонирование. Это в свою очередь зависит от назначения прибора. Если прибор предназначается для гравиметрических определений опорных сетей, то точность должна быть высокой и прибор следует эталонировать с предельно доступной точностью, исходя из расчета, что ошибки масштабного коэффициента при измерении предельно больших для рассматриваемой сети разностей  $\Delta g$  не должны превосходить ошибок заданной точности определения пункта. Так, если при разбивке сетей возможны разности в 1000 мгл, а заданная точность определения пунктов характеризуется ошибкой  $\pm 0,3$  мгл, то масштабный коэффициент должен быть определен с относительной ошибкой  $3 \cdot 10^{-4}$ . В случае использования гравиметра на детальных съемках при наличии опорной сети, т. е. когда могут измеряться неконтролируемые опорными пунктами разности в 30—50 мгл, достаточно выполнить эталонирование с точностью  $3 \cdot 10^{-3}$  (на порядок грубее) при требовании той же точности определения силы тяжести в 0,3 мгл.

В случае, если эталонирования не производилось, необходимо проверить, как велики систематические ошибки по сопоставлению измеренных разностей  $\Delta g$  с разностями, полученными другим прибором, например с разностями  $\Delta g$  между опорными пунктами. Отсутствие систематического завышения или занижения наблюдаемых разностей является свидетельством правильности паспортных данных в пределах точности наблюдений.

Необходимость поверки шкалы микрометра вызывается тем, что и винт микрометра, и разграфка счетчика на доли оборота могут быть неточными, тогда отсчет будет зависеть от положения микро-



метра. В гравиметрах, имеющих диапазонное устройство, такие ошибки легко установить и в последующем вводить за них поправки. Делается это следующим образом. Выбираются два пункта, по возможности близко расположенных, с хорошо известной между ними разностью силы тяжести в несколько миллигал. Между этими пунктами измеряется разность силы тяжести  $\Delta g$  на разных участках шкалы гравиметра. Для этого измеряется эта разность на данной установке диапазонного винта. Затем диапазонным винтом перестраивается диапазон, желательно на величину разности силы тяжести между пунктами, и опять выполняется измерение разности  $\Delta g$ . В этом случае разность  $\Delta g$  измеряется уже на другой части микрометрического устройства. Так повторяются перестройки диапазона и измерения разности до тех пор, пока эти измерения не будут выполнены на всех участках шкалы.

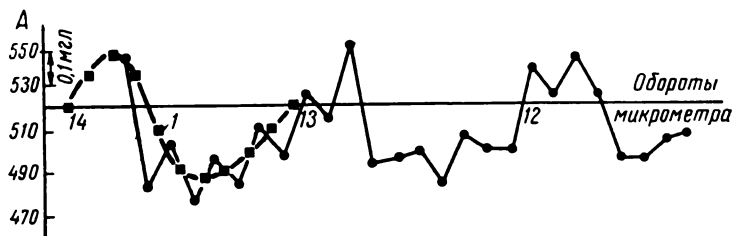


Рис. 49. График зависимости измеряемой разности  $\Delta g$  от положения микрометрического винта.

1 — кривая, осредненная по пяти измерениям.

Затем строится график зависимости  $\Delta g$  от положения шкалы. По оси абсцисс откладывают деления шкалы и против середины разности делений по оси ординат — значения  $\Delta g$ . Если шкала правильная, то линия, соединяющая ординаты  $\Delta g$ , будет прямой, параллельной оси  $x$ . Если микрометрический винт имеет периодические ошибки, то линия опишет синусоиду. Возможны и другие неточности работы микрометра, которые выявляются при исследовании. По кривой отсчетов  $\Delta g$  проводится средняя прямая. Построенный график (рис. 49) позволяет получать при помощи циркуля или линейки непосредственно величины отклонений кривой от среднего значения, что соответствует величинам поправок, которые нужно вносить в отсчеты микрометра гравиметра при измерениях.

#### § 4. ОПРЕДЕЛЕНИЕ СМЕЩЕНИЯ НУЛЬ-ПУНКТА

Смещение нуля гравиметра проявляется в непрерывном, как правило, медленном изменении положения индекса прибора, а стало быть и отсчетов его с течением времени, даже при неизменном значении силы тяжести. Это изменение, обусловленное постепенным изменением упругости материала, зависит от внешних условий,

в которых работает система. Смещение нуль-пункта может быть вызвано и внешними влияниями, например изменением температуры. При невозможности измерения температуры связанные с ее изменением отсчеты гравиметра нельзя отделить от отсчетов, связанных с изменением смещения нуль-пункта. Величину и характер смещения нуль-пункта каждого данного гравиметра важно знать заранее для того, чтобы выбрать целесообразные режим и методику работы, а также установить, для решения каких задач пригоден данный гравиметр. Так, например, гравиметры, обладающие большим смещением нуль-пункта (3—5 мгл/сут), не пригодны для разбивки опорных сетей, однако могут обеспечить достаточно высокую точность замеров при детальном съемках.

Для того чтобы определить величину смещения нуль-пункта, надо гравиметр установить по возможности в удобном месте с постоянной температурой и через определенные промежутки времени, 3—4 раза

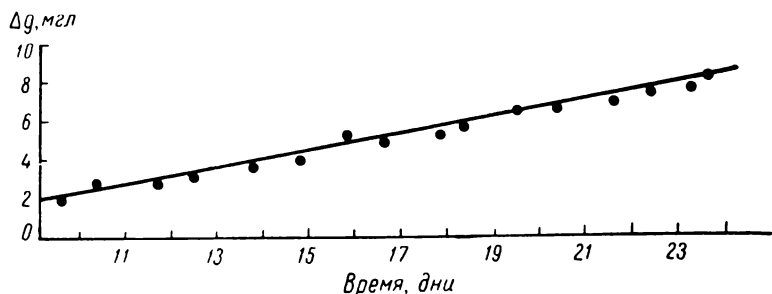


Рис. 50. График смещения нуль-пункта.

в сутки брать отсчеты по микрометру. Эти отсчеты следует нанести на график, откладывая по оси  $x$  время, а по оси  $y$  — отсчеты. За двое-трое суток наблюдений выявляется довольно уверенная картина смещения нуль-пункта. Для таких исследований удобно использовать дни, когда выполняются какие-либо организационные дела, и отсчеты брать, например, утром, в обед и вечером. Если гравиметр не имеет термостата и наблюдения ведутся без термокамеры — для исследования смещения нуль-пункта требуется больше времени, так как картина будет затуманиваться наложением температурных изменений, как правило, периодических с периодом в одни сутки.

В процессе полевых работ также необходимо следить за характером изменения нуль-пункта. Изменение его будет проявляться каждый раз при повторных определениях, а также при определениях на опорных пунктах.

Если при съемке гравиметр в конце каждого рейса возвращается на одну и ту же базу, полезно систематически брать отсчеты на одном и том же месте перед началом рейса и по возвращении из него. С течением времени накапливается очень важный материал для суждения о поведении гравиметра. График смещения нуль-пункта приведен на рис. 50.

## § 5. ПОВЕРКА И ИСПРАВЛЕНИЕ УСТАНОВКИ УРОВНЕЙ

Перед тем как начать работу с гравиметром, необходимо выполнить проверку установки уровней. Такую проверку следует делать регулярно 1—2 раза в месяц. Кроме того, ее необходимо делать в случае каких-либо сомнений в правильности установки. Последнее может проявиться, например, в увеличении разбросов отсчетов.

В разделе об эталонировании подробно рассматривался вопрос зависимости отсчетов гравиметра от наклона. Эта зависимость носит параболический характер. При некотором положении системы ее наклоны на малые углы не вызывают изменения отсчетов, однако при увеличении этих углов наклона отсчеты начинают изменяться и тем быстрее, чем больше угол наклона.

Упругая система всякого гравиметра должна быть установлена в приборе некоторым определенным образом, причем так, чтобы отсчеты были максимальными, а зависимость от наклона — наименьшей. Тогда небольшие случайные изменения установки прибора, возникающие из-за неустойчивости треноги или непрочности основания, на котором прибор установлен, не вызывают ошибок при наблюдениях. При такой установке системы в приборе уровни, по которым гравиметр нивелируется, должны стоять на нуле.

Для того чтобы проверить правильность установки уровней, необходимо прибор установить в удобном для наблюдения месте и отnivelировать. Далее следует брать отсчеты, наклоняя после каждого отсчета прибор в плоскости маятника системы или в перпендикулярной ей вертикальной плоскости, каждый раз на один и тот же угол. Углы наклона удобно фиксировать, например, по оборотам винта установочной треноги. Система располагается относительно винтов треноги некоторым определенным образом, например, так, как это показано на рис. 51. Тогда, поворачивая одновременно винт 1 по часовой стрелке, а винт 2 против часовой стрелки, мы наклоняем систему в одну сторону, затем поворачивая те же винты в обратном направлении, наклоняем систему в противоположную сторону. Удобно после каждого отсчета делать поворот винтов на один оборот. Неплохо воспользоваться для проверки установки уровней специальной плитой для наклонов, но ее может не оказаться вовремя под рукой. Однако следует иметь в виду, что при проверке уровней специальная плита совсем не обязательна.

Во время проверки установки уровней в журнал записываются: время, температура, наклоны прибора, например, в оборотах установочного винта, и отсчеты гравиметра. Когда отсчеты начнут сильно

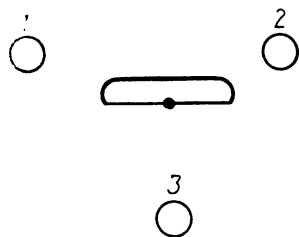


Рис. 51. Положение упругой системы гравиметра Норгард относительно подъемного винта.

1, 2, 3 — винты треноги.

изменяться, следует провести наклоны прибора в противоположную сторону. По записям строится график. На графике определяется положение минимума отсчетов. Прибор устанавливается в то положение, в котором получен максимум отсчетов, и в этом положении уровни приводятся к нулю.

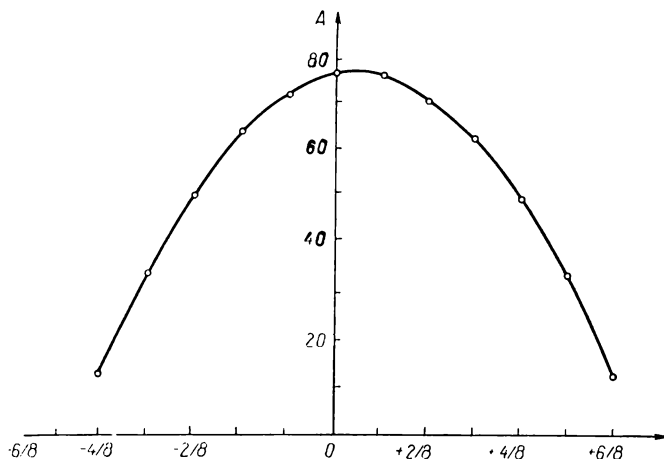


Рис. 52. График зависимости отсчетов по микрометру от наклона прибора.

По оси  $x$  отложены обороты подъемного винта (наклон прибора); по оси  $y$  — отсчеты  $A$  в делениях шкалы микрометра.

В табл. 17 приведены отсчеты гравиметра и наклонов прибора, а на рис. 52 — график зависимости от наклонов. На рис. 52 видно, что уровни следует закрепить в положении наклона вправо на  $1/16$  оборота винта.

Таблица 17

Отсчеты гравиметра и наклонов прибора

Обороты винта	Отсчеты шкалы	Обороты винта	Отсчеты шкалы	Обороты винта	Отсчеты шкалы	Обороты винта	Отсчеты шкалы
$-5/8$	12,7	$-2/8$	64,8	$+1/8$	77,0	$4/8$	50,2
$-4/8$	34,3	$-1/8$	72,3	$2/8$	72,1	$5/8$	34,2
$-3/8$	50,5	0	77,0	$3/8$	63,0	$6/8$	12,0

## § 6. ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ПРИБОРА

Установление температурного режима гравиметра является очень важной частью подготовки прибора к наблюдениям, а также процесса работы в поле.

Если гравиметр имеет термостат, то этот термостат нужно включить не позже, чем за два-три дня до начала наблюдений и не отключать в течение всего срока полевых работ. Следует осуществлять постоянный строгий контроль за состоянием питающих аккумуляторов и соединительных проводов, а также за работой термостата, реле и датчика температур, обычно контактного термометра. В случае нарушения нормальной работы системы термостата необходимо прекратить наблюдения с гравиметром до полной наладки термостата и установления температурного режима. Если нарушение повлекло за собой значительное повышение или понижение температуры в приборе (на  $5-10^{\circ}\text{C}$  и больше), то для установления рабочего режима потребуются не меньше суток. При незначительных нарушениях режима работы термостата наблюдения можно продолжить через несколько часов.

Обычно термостат может поддерживать температуру на нескольких уровнях. Выбор уровня определяется внешними температурами во время съемки. Надо, чтобы внешняя температура никогда в процессе работы не поднималась выше установленного уровня. Она должна быть при максимумах внешней температуры на  $2-4^{\circ}\text{C}$  ниже температуры термостатирования. Нежелателен и слишком большой разрыв температур. Допустимая разность внешней температуры и температуры термостатирования определяется мощностью термостата. Хорошие термостаты выдерживают разность температур  $20-30^{\circ}\text{C}$ , однако на таких разностях работать не экономично и рискованно. Незначительные нарушения в системе термостата могут вызывать быстрые нарушения теплового режима в приборе. Поэтому желательно работать при перепадах температур в  $10-12^{\circ}\text{C}$ . Для термостатов с коэффициентом термостатирования  $1/50$  такой перепад вызовет изменение температуры прибора в  $0,2^{\circ}\text{C}$ .

Во всех случаях следует избегать значительных резких изменений внешней температуры. Так, если измерения с прибором производятся зимой, ни в коем случае нельзя прибор вносить в помещение на ночь. Наоборот, летом в жарком степном климате, но с прохладными ночами, прибор на ночь следует вносить в помещение, с тем, чтобы он не охлаждался за ночь. Вообще следует всегда думать о том, чтобы окружающая гравиметр температура в течение суток менялась как можно меньше.

Когда температурные условия изменяются со сменой времен года, климатическими условиями или переменой места съемок, следует перейти на другой, более выгодный режим работы, но при этом, как и после включения термостата, следует дать отстойку для выравнивания температур в течение двух суток.

При выполнении наблюдений с гравиметром без термостата тепловому режиму работы следует уделять еще больше внимания, поскольку здесь все температурные изменения сказываются на отсчетах гравиметра. Все предосторожности, принимающиеся при работе с термостатированным гравиметром, должны быть усилены при работе с бестермостатными приборами. Особенную опасность при этом

представляют большие температурные градиенты, т. е. быстрые изменения температуры со временем, а также расслоение температуры по высоте. Особенно опасны всякие резкие переходы температуры: от понижения к повышению или наоборот. Все это, а в особенности последнее, вызывает неучитываемые термометром изменения отсчетов, связанные с динамическими температурными эффектами, и очень опасную разбалансировку температурной компенсации, о чем указывалось в гл. VI § 1.

В случае плавного монотонного изменения температуры (только ее возрастания или убывания) отсчеты гравиметра также плавно изменяются в одну сторону и их можно рассматривать как линейное смещение нуля-пункта. Это смещение учитывается методикой работ, повторными измерениями на пунктах или измерениями на опорных пунктах с известным значением силы тяжести. Поправка за температуру отдельно часто не вносится.

Нелинейные изменения температуры и особенно знака ее хода вызовут такие изменения нуля-пункта системы с переменным знаком, что при повторных измерениях они не выявятся. Именно поэтому длительность рейсов при детальном полевых работах устанавливается обычно всего в несколько часов с тем, чтобы прибор работал только при монотонных изменениях температуры. Так, например, летом выгодно работать с утра до 14—15 ч дня, когда температура повышается. Перелом температуры от 15—16 ч до 18—19 ч лучше переждать и продолжить работу с 18—19 до 22 ч. В зимнее время, когда обычно температура более устойчива, время для рейсов выбирается более свободно. Следует заботиться о предохранении гравиметра от прямого нагрева его солнечными лучами. Такой нагрев может вызвать очень вредные тепловые эффекты, могущие испортить наблюдения, причем порой так, что наблюдатель может даже не заметить этого. Поэтому в летнюю солнечную погоду гравиметр должен всегда находиться в тени. Если не удастся найти естественных укрытий, то следует воспользоваться тентом или топографическим зонтом. При этом палатки следует использовать с осторожностью, так как в них обычно создается высокая степень расслоения температуры, особенно в солнечные дни. Также совершенно недопустим искусственный подогрев как в палатках, так и в более стационарных помещениях. Во время перевозки гравиметр должен быть также предохранен от прямого попадания на него солнечных лучей, но при этом необходимо обеспечить хорошее продувание его во избежание расслоения температуры.

## **§ 7. РАСЧЕТ ДИАПАЗОНА ИЗМЕРЕНИЙ И ПЕРЕСТРОЙКА ДИАПАЗОНА У ГРАВИМЕТРА**

При подготовке гравиметра к наблюдениям заранее следует позаботиться о настройке его на диапазон, соответствующий измеряемой силе тяжести. Это в равной степени относится и к широкодиапазонным и к узкодиапазонным гравиметрам с тем отличием, что у вто-

рых можно перестраивать диапазон довольно часто в процессе полевых работ. Поэтому заранее надо сообразить, с каких значений силы тяжести начнутся работы и в какую сторону и насколько сила тяжести может изменяться. Для широкодиапазонных приборов в большинстве случаев достаточно одной настройки на весь период данного сезона. При использовании приборов с крутильной нитью выгодно настраивать диапазон так, чтобы большинство определений выполнялось при малом угле раствора. В этом случае повышается точность наблюдений.

Ожидаемые значения силы тяжести при измерении на больших пространствах (опорные сети, морская региональная съемка) следует рассчитывать по нормальному полю с учетом возможных аномалий, которые на морях и в равнинных областях не превышают 100 мгл, и изменений вследствие ожидаемых изменений высот. Глубины моря учитывать не надо, так как реальные аномалии силы тяжести на морях очень не велики.

Узкодиапазонные гравиметры могут применяться только для детальных съемок в ограниченных районах или для создания местных опорных сетей. Но даже при таких работах значения силы тяжести часто изменяются в более широких пределах, чем тот, который обеспечивает диапазон гравиметра. Поэтому часто приходится прибегать к перестройке диапазона. Диапазон следует перестраивать заранее, подсчитывая ожидаемые изменения силы тяжести к следующему пункту, а не тогда, когда уже нельзя дальше наблюдать с гравиметром. После перестройки диапазона обязательно надо повторить измерение разности силы тяжести между пунктом, в котором произведена перестройка, и предыдущим, т. е. если перестройка диапазона понадобилась в пункте *A*, то последовательность операций должна быть:

- 1) наблюдения на пункте *A*;
- 2) перестройка диапазона;
- 3) наблюдения на пункте *A*;
- 4) наблюдения на предыдущем пункте;
- 5) наблюдения на пункте *A*;
- 6) все последующие наблюдения.

Перестраивая диапазон, надо установить нуль-пункт прибора таким образом, чтобы обеспечить возможность наблюдения наибольшего числа пунктов до следующей перестройки.

Перестройка диапазона осуществляется следующим образом: счетчик оборотов устанавливается так, чтобы при последующем предполагаемом изменении силы тяжести величина отсчетов не вышла за пределы диапазона, если изменения монотонны (плавно возрастают, или убывают), счетчик следует ставить на соответствующий край шкалы, однако так, чтобы оставшейся части хватило для измерения разности силы тяжести до предыдущего пункта стояния. После такой установки счетчика из направляющей трубки 11 (см. рис. 32) вынимается текстолитовый стержень и на его место вставляется диапазонный ключ, состоящий из двух частей: трубчатого

фиксаторного ключа и вкладывающегося в него стержневого собственно диапазонного ключа. Далее, поворотом внешнего фиксаторного ключа освобождается контргайка микрометрического винта диапазонного механизма. После этого внутренним ключом поворачивается в нужную сторону микрометр диапазонного устройства. Следует помнить, что при перестройке диапазона для измерения больших значений силы тяжести микрометрический винт диапазонного устройства поворачивается по часовой стрелке. Один оборот диапазонного винта изменяет настройку гравиметра на величину порядка 200—400 мгл, т. е. большую, чем вся шкала измерительного микрометра. Поэтому при перестройке диапазона в процессе последовательных наблюдений на близких пунктах поворачивать диапазонный винт надо на  $1/4$ — $1/2$  оборота.

Для каждого гравиметра следует знать цену оборота диапазонного винта. Поворот диапазонного винта производится плавным медленным движением. При этом необходимо наблюдать в окуляр за перемещением индекса. По окончании настройки контргайка зажимается трубчатым ключом поворотом по часовой стрелке.

Во время наблюдений запрещается какая бы то ни было регулировка оптической системы, включая замену лампочки и фокусировку. Любые манипуляции с оптической системой изменяют взаиморасположение светового индекса и шкалы. Поэтому если понадобится регулировать оптическую систему (подправить фокусировку или заменить перегоревшую лампочку), необходимо произвести отсчеты хотя бы в одном предыдущем пункте.

## **§ 8. ПЕРЕВОЗКА ГРАВИМЕТРА И НАБЛЮДЕНИЯ НА ПУНКТЕ**

В процессе полевых наблюдений неизбежно изменяются режим работы гравиметра, а также температурные условия. Следует всегда заботиться о том, чтобы изменения температурного режима были наименьшими (гл. VII, § 6). Надо помнить, что при перевозке прибор должен находиться в близких температурных условиях к тем, которые имеют место на пунктах наблюдения, т. е. прибор во время переезда должен быть открыт, но не подвергаться непосредственно солнечному нагреву и обдуванию встречным ветром. При перевозке необходимо обеспечить отсутствие резких толчков и ударов и предельно мягкую тряску. Поэтому всегда надо заботиться о хорошей амортизации его. Прибор необходимо перевозить в специальной амортизационной установке. Если этого нет, рекомендуется сделать самодельные амортизаторы или ограничиться мягкими прокладками. Допускается перевозка гравиметра на руках. Так как смещение нуля-пункта гравиметра зависит от того, находится ли он в покое или подвергается некоторой тряске, каждый раз перед началом рейса гравиметр надо повозить. Например, начинать наблюдения с одного-двух предыдущих пунктов.



На пункте наблюдения прибор устанавливается в тени, в месте, защищенном от ветра, на устойчивом грунте. Если не удастся выбрать место с естественным обеспечением этих условий, их следует создать искусственно. От солнца и ветра поставить тент. Если грунт не держит прибор, что видно по сползанию уровней, то подложить под ножки «пятачки» или специальную тяжелую плиту или в некоторых случаях забить колья.

Место наблюдения должно располагаться вдали от источников промышленных микросейсм: железных дорог, заводов, силовых установок, шоссе и др. Следует иметь в виду, что микросейсм могут быть и природного характера в результате землетрясений. Точные гравиметры реагируют на них. В случаях, когда без всяких видимых причин индикатор прибора не успокаивается, следует переждать некоторое время и начать наблюдения вновь.

Последовательность наблюдений на пункте:

- 1) установка прибора и нивелировка;
- 2) отсчет температуры;
- 3) три независимых отсчета по микрометру гравиметра, т. е. микрометр сбивается и наводится вновь.

В журнал записываются номер рейса, марка гравиметра, с которым ведутся наблюдения, фамилия наблюдателя, дата, погода. На каждом пункте в журнале указывается номер пункта, время, температура, отсчеты по микрометру и вычисляется среднее значение из всех отсчетов. Кроме того, в журнале делаются примечания о всех обстоятельствах работы и о всех происшествиях с прибором. Например, «с 9 ч до 10 ч 15 мин нельзя наблюдать — колебания индекса из-за микросейсм» и др.

## Глава VIII

### ГРАВИТАЦИОННЫЕ ВАРИОМЕТРЫ И ГРАДИЕНТОМЕТРЫ

#### § 1. ПРИНЦИП ДЕЙСТВИЯ И ОСНОВЫ ТЕОРИИ ГРАВИТАЦИОННЫХ ВАРИОМЕТРОВ

Гравитационный вариометр как инструмент для изучения гравитационного поля впервые был предложен и построен венгерским геофизиком Р. Этвешем. Инструмент основан на принципе крутильных весов Кулона. Предста-

вим себе легкий стержень с тяжелыми грузиками на концах, подвешенный на упругой нити. Этот стержень (впредь будем его называть коромыслом) может поворачиваться на нити, закручивая или раскручивая последнюю. Если такое коромысло вывести из положения равновесия, несколько закрутив нить, оно начнет совершать колебательные движения с большим периодом и со значительным временем полного затухания. При полном затухании коромысло займет некоторое положение равнове-

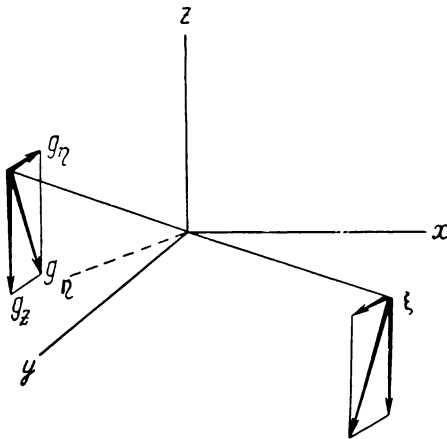


Рис. 53. Схема действия сил на крутильную систему гравитационного вариометра

сия. В случае однородного гравитационного поля, т. е. когда силовые линии параллельны, это равновесие установится при полностью раскрученной нити. Если поле неоднородно, то силы, действующие на грузики на концах коромысла, не параллельны. Их можно разложить по правилу параллелограмма на составляющие по осям координат.

Выберем подвижную систему координат, в которой ось  $z$  направим по нити подвеса, ось  $\xi$  — вдоль коромысла и ось  $\eta$  — перпендикулярно плоскости  $z\xi$ . Силу тяжести  $g$ , действующую на грузики, разложим на составляющие по осям  $z$  и  $\eta$  (рис. 53). Составляющие по  $\eta$  образуют пару сил  $g_\eta$ , которая будет закручивать коромысло до тех пор, пока момент силы упругости крутильной нити не уравновесит действие этих составляющих. Таким образом, чем более неоднородно поле между концами коромысла, тем больше будет закручиваться система. Степень закручивания нити от нулевого положения служит мерой неоднородности гравитационного поля. Значит, такой прибор будет измерять не силу тяжести в данной точке, а степень или скорость ее изменения от одного конца коромысла к другому.

Условием равновесия такой крутильной системы служит равенство момента горизонтальных составляющих силы тяжести относительно оси  $z$  и упругого момента крутильной нити.

Выберем неподвижную систему координат, в которой за ось  $z$  примем направление отвеса, ось  $x$  направим на север,  $y$  — на восток. Теперь момент сил относительно оси  $z$ , действующий на элементарную массу  $dm$ , можно записать в виде

$$dM_z = xY - yX,$$

где  $Y = g_y dm$ ;  $X = g_x dm$  — составляющие силы тяжести по осям  $xy$ , т. е.

$$dM_z = (xg_y - yg_x) dm.$$

Полный момент сил получим, проинтегрировав это выражение по всей массе

$$M_z = \int (xg_y - yg_x) dm.$$

Этот момент уравнивается моментом упругости нити, пропорциональным углу закручивания  $\tau$  ( $\vartheta - \vartheta_0$ ), где  $\vartheta_0$  — незакрученное положение нити;  $\vartheta$  — закрученное положение нити;  $\tau$  — коэффициент упругости нити.

Теперь основное уравнение крутильной системы будет

$$M_z = \int (xg_y - yg_x) dm = \tau (\vartheta - \vartheta_0). \quad (\text{VIII.1})$$

Если считать, что в пределах коромысла гравитационное поле изменяется линейно, то горизонтальные составляющие силы тяжести  $g_y$ ,  $g_x$  можно представить через значения  $(g_y)_0$ ,  $(g_x)_0$  и их производные в начале координат в виде ряда

$$g_x = g_{x_0} + \left( \frac{\partial g_x}{\partial x} \right)_0 x + \left( \frac{\partial g_x}{\partial y} \right)_0 y + \left( \frac{\partial g_x}{\partial z} \right)_0 z,$$

$$g_y = g_{y_0} + \left( \frac{\partial g_y}{\partial x} \right)_0 x + \left( \frac{\partial g_y}{\partial y} \right)_0 y + \left( \frac{\partial g_y}{\partial z} \right)_0 z.$$

Однако в начале координат сила тяжести направлена по оси  $Z$ , (нить подвеса, вдоль которой выбрана ось  $Z$ , располагается по

отвесной линии) и составляющие ее по координатным осям равны нулю

$$(g_x)_0 = (g_y)_0 = 0.$$

Заметим, что производные от  $g_x$  и  $g_y$  соответственно равны

$$\begin{aligned} \frac{\partial g_x}{\partial x} &= W_{xx}, & \frac{\partial g_x}{\partial y} &= W_{xy}, & \frac{\partial g_x}{\partial z} &= W_{xz}, \\ \frac{\partial g_y}{\partial x} &= W_{yx}, & \frac{\partial g_y}{\partial y} &= W_{yy}, & \frac{\partial g_y}{\partial z} &= W_{yz}. \end{aligned}$$

Имея все это в виду, представим уравнение (VIII.1) в следующем виде:

$$\begin{aligned} & W_{\Delta} \int xy \, dm + W_{xy} \int (x^2 - y^2) \, dm + \\ & + W_{yz} \int xz \, dm - W_{xz} \int yz \, dm = \tau (\vartheta - \vartheta_0), \end{aligned} \quad (\text{VIII.2})$$

где

$$W_{\Delta} = W_{yy} - W_{xx}.$$

Напишем это уравнение относительно координатных осей  $\xi$ ,  $\eta$ ,  $\zeta$ , связанных с коромыслом. Формулы преобразования старых координат к новым будут

$$x = \xi \cos \alpha - \eta \sin \alpha, \quad y = \xi \sin \alpha + \eta \cos \alpha, \quad z = \zeta,$$

где  $\alpha$  — угол  $xO\xi$ , т. е. азимут коромысла.

Вводя эти преобразования в (VIII.2), получим

$$\begin{aligned} & \frac{1}{2} W_{\Delta} \left[ \sin 2\alpha \int (\xi^2 - \eta^2) \, dm + 2 \cos 2\alpha \int \xi \eta \, dm \right] + \\ & + W_{xy} \left[ \cos 2\alpha \int (\xi^2 - \eta^2) \, dm - 2 \sin 2\alpha \int \xi \eta \, dm \right] + \\ & + W_{yz} \left[ \cos \alpha \int \xi \zeta \, dm - \sin \alpha \int \eta \zeta \, dm \right] - \\ & - W_{xz} \left[ \sin \alpha \int \xi \zeta \, dm + \cos \alpha \int \eta \zeta \, dm \right] = \tau (\vartheta - \vartheta_0). \end{aligned} \quad (\text{VIII.3})$$

Это основное уравнение вариометра. Его можно упростить, выбрав соответствующую систему подвеса и устройство коромысла. Коромысло делается в виде тонкого легкого стержня (из дюралевой трубки) симметричной формы с грузиками на концах, так что массу грузика можно считать точечной. Во всех случаях  $\xi \gg \eta$ , т. е. расстояние от начала координат по оси  $\xi$  до грузика намного больше его толщины. Поэтому приближенно можно считать

$$\int (\xi^2 - \eta^2) \, dm = \int (\xi^2 + \eta^2) \, dm = K,$$

где  $\int (\xi^2 + \eta^2) \, dm = K$  — момент инерции коромысла относительно вертикальной оси. Момент инерции может быть определен, как будет показано далее, по периоду колебания системы.

Так как коромысло симметрично относительно плоскости  $\xi O \zeta$ , то в нем каждой элементарной массе с координатой  $+\eta$  соответствует масса с координатой  $-\eta$ . Поэтому интегралы, содержащие  $\eta$  в первой степени, обращаются в нуль. Теперь уравнение (VIII.3) можно записать в более простом виде

$$\frac{1}{2} KW_{\Delta} \sin 2\alpha + KW_{xy} \cos 2\alpha + W_{yz} \cos \alpha \int \xi \zeta dm - W_{xz} \sin \alpha \int \xi \zeta dm = \tau (\vartheta - \vartheta_0), \quad (\text{VIII.4})$$

где  $W_{\Delta}$ ,  $W_{xy}$  — вторые производные потенциала, характеризующие кривизну уровенной поверхности в точке наблюдения;  $W_{yz}$ ,  $W_{xz}$  — суть горизонтальные градиенты силы тяжести  $\frac{dg}{dx}$  и  $\frac{dg}{dy}$ ;  $\alpha$  — азимут установки коромысла, величина, с достаточной точностью определяемая установкой прибора;  $K$ ,  $\tau$  — постоянные прибора, определяемые в лаборатории;  $\vartheta_0$  — неизвестное незакрученное положение коромысла и, наконец, два интеграла, которые могут быть вычислены для каждого конкретного коромысла. Таким образом, уравнение (VIII.4) содержит пять неизвестных. Если прибор устанавливать в пяти азимутах  $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3, \alpha_4, \alpha_5$ , то мы получим пять уравнений, из которых можно найти все пять неизвестных.

Рассмотрим несколько частных случаев.

1. Если коромысло подвесить горизонтально (рис. 54, а), то массы в нем будут расположены симметрично относительно плоскости  $\xi O \eta$ , тогда каждой элементарной массе с координатой  $+\zeta$  будет соответствовать масса с координатой  $-\zeta$ , и интегралы, содержащие  $\zeta$ , обратятся в нуль. Для такого коромысла уравнение (VIII.4) примет вид

$$\frac{1}{2} KW_{\Delta} \sin 2\alpha + KW_{xy} \cos 2\alpha = \tau (\vartheta - \vartheta_0). \quad (\text{VIII.5})$$

Крутильная система такого вида позволяет по наблюдениям в трех азимутах определить  $W_{\Delta}$  и  $W_{xy}$ .

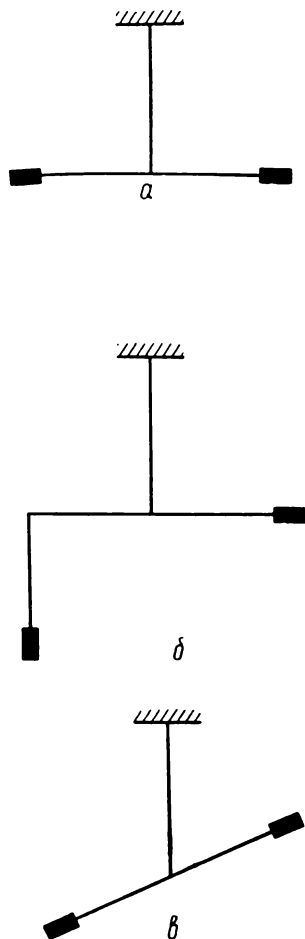


Рис. 54. Схема крутильных систем гравитационных ваприометров.

2. Если один грузик подвешен на нити к концу горизонтального коромысла (рис. 54, б), так называемый вариометр типа L, легко вычислить интеграл, входящий в формулу (VIII.4). Считая грузик точечной массой, расположенной на расстоянии  $l$  по  $\xi$  и на  $h$  по  $\zeta$ , получим

$$\int \xi \zeta dm = lh \int dm = lhm.$$

Теперь уравнение (VIII.4) будет

$$\frac{1}{2} KW_{\Delta} \sin 2\alpha + KW_{xy} \cos 2\alpha + \\ + W_{yz} \cos \alpha lhm - W_{xz} \sin \alpha lhm = \tau (\vartheta - \vartheta_0), \quad (\text{VIII.6})$$

где  $l$ ,  $h$ ,  $m$  — параметры прибора.

Для системы S-20 (рис. 54, в) это уравнение будет иметь вид:

$$\frac{1}{2} KW_{\Delta} \sin 2\alpha + KW_{xy} \cos 2\alpha + \left(m + \frac{m'}{6}\right) l^2 \sin 2\beta W_{yz} \cos \alpha - \\ - \left(m + \frac{m'}{6}\right) l^2 \sin 2\beta W_{xz} \sin \alpha = \tau (\theta - \theta_0), \quad (\text{VIII.7})$$

где  $m$  — масса груза;  $m'$  — масса коромысла;  $K$  — момент инерции коромысла относительно оси  $\zeta$ ;  $\beta$  — угол наклона коромысла к горизонту;  $l$  — проекция коромысла на горизонтальную плоскость;  $h$  — проекция коромысла на ось  $\zeta$ .

## § 2. ГРАВИТАЦИОННЫЙ ВАРИОМЕТР S-20

Известно много моделей гравитационных вариометров. Они различаются в основном системой коромысла и временем затухания колебаний. В принятых у нас сокращенных названиях заложены обозначения этих характеристик вариометров. Известны вариометры L-40, Z-40, Z-30, S-20 и др. Буква в этих обозначениях выражает тип коромысла (L-образное, Z-образное и др., рис. 54); число — время полного затухания колебаний коромысла в минутах. Наибольшее применение в практике советских гравиметрических работ получил вариометр S-20, выпускавшийся нашей промышленностью, и схожий с ним немецкий вариометр Аскания с теми же параметрами S-20. В книге приводим краткое описание именно этого типа вариометра.

Вариометр S-20 (рис. 55) для удобства транспортировки состоит из трех легко отделяющихся один от другого блоков: штатива 1, часового механизма (средняя часть прибора) 2 и собственно вариометра (верхняя часть прибора) 3, состоящего из двух крутильных систем, оптической части и фоторегистратора.

Штатив 1 представляет собой полую дюралевою трубу большого диаметра с раструбом внизу, устанавливаемую на специальный дюральный диск — подставку 7. Со штативом скрепляется винтами с ба-

рапками средняя часть. Эта часть состоит из часового механизма, обеспечивающего автоматические включения осветителя оптической системы фоторегистрации, повороты после экспозиции вариометра (верхней части) из положения одного азимута в другой и повороты зеркала осветителя, направляющего луч света на фотопластинку.

Перестановкой стопорных штифтов часового механизма можно задать желаемые азимуты, в которых будет работать вариометр. Прибор рассчитан на работу в пяти азимутах, через  $72^\circ$ , в этом случае имеем все четыре вторых производных потенциала по каждому коромыслу. Однако часто работа ведется в трех азимутах и тогда можно получить все производные, комбинируя наблюдения по двум коромыслам. Средняя часть прибора снабжена нивелирными винтами для установки его по уровням, расположенным на верхней части.

Верхняя часть состоит собственно из двух вариометров: двух крутильных систем, двух оптических систем и только одной кассеты и фотопластинки, на которую фотографируются индексы обеих систем.

Крутильная система состоит из полого трубчатого дюралевого коромысла на концах с грузами из золота. Система подвешена бифилярно на вольфрамовой нити. Бифилярный подвес состоит в том, что коромысло крепится в двух точках к двум нитям, далее переходящим в одну. Таким образом, обеспечивается нужное положение коромысла с поднятым одним концом и опущенным другим. Нить, на которой подвешено коромысло, верхним концом закреплена в головке 4, позволяющей производить регулировку коромысла по высоте, в горизонтальной плоскости и по азимуту. При помощи этой головки можно придать коромыслу такое положение, чтобы оно было всюду одинаково удалено от стенок защитной трубы 5. Сверху и снизу защитной трубы имеются съемные крышки. Если их удалить, то вся полость трубы, коромысло и подвес просматриваются через стеклянные окна в торцах трубы. В трубе имеется арретирное приспособление, приводящееся в действие винтом 6. Оно приподнимает коромысло и плотно зажимает его, разгружая таким образом нить подвеса. Прибор

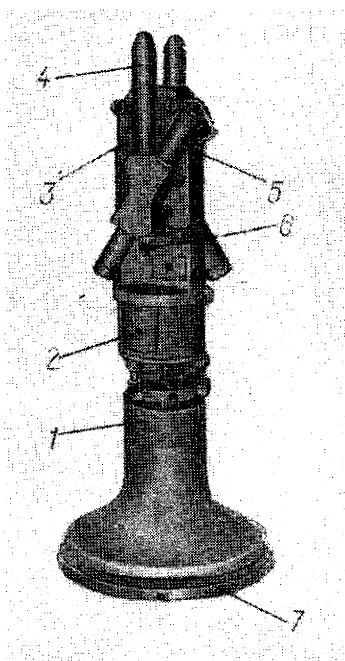


Рис. 55. Гравитационный вариометр S-20.

1 — штатив; 2 — часового механизма; 3 — вариометр (крутильная и оптическая системы, фоторегистратор); 4 — крутильная головка; 5 — защитная труба; 6 — винт; 7 — подставка.

должен быть арретирован все время, кроме периода работы на пункте.

Вариометр имеет две такие крутильные системы, расположенные зеркально одна по отношению к другой.

Оптическая система вариометра, схема которой показана на рис. 56, состоит из осветителя  $L$ , конденсора  $K$ , диафрагмы  $D$ , призмы

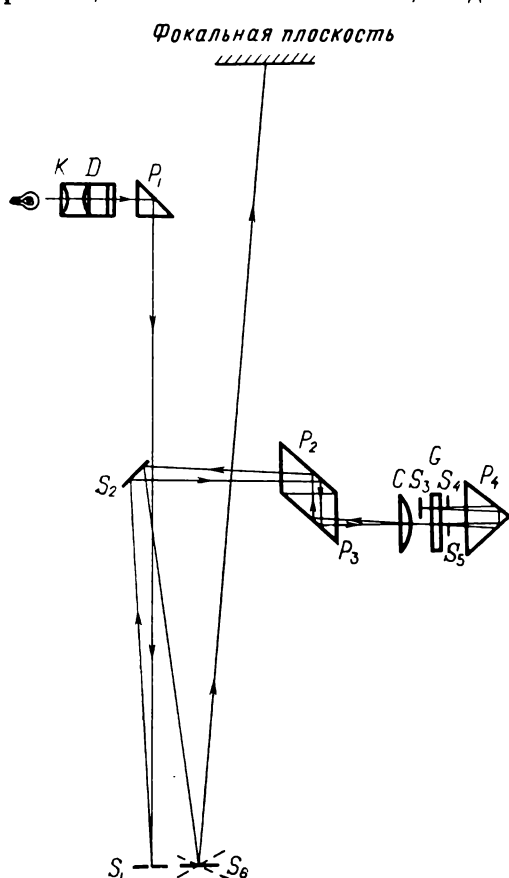


Рис. 56. Ход лучей в вариометре.

же  $S_5$  установлено на биметаллическом термометре. Оно несколько поворачивается при изменении температуры. Отражаясь от зеркала  $S_5$ , луч идет через зеркало  $S_6$  на фотопластинку, давая на ней блик, изменяющий свое положение в зависимости от температуры.

Фоторегистратор вариометра крайне прост. Это — кассета с неподвижной пластинкой. Вместо кассеты может быть поставлено матовое стекло и тогда (при условии затемнения помещения) на нем можно видеть расположение всех бликов так, как они получатся на пластинке. Одновременно видно пять бликов: два от коромысел,

$P_1$ , двух неподвижных зеркал  $S_1, S_2$ , призм полного внутреннего отражения  $P_2, P_3$ , линзы  $C$ , плоскопараллельного стекла  $G$ , зеркал  $S_3, S_4, S_5$ , призмы полного внутреннего отражения  $P_4$ , установленной на подвеске коромысла, и подвижного зеркала  $S_6$ , поворачиваемого часовым механизмом при перемене азимута установки. Зеркала  $S_3, S_4$  являются посеребренными частями пластины  $G$ . После линзы  $C$  луч в виде параллельного пучка идет на зеркала  $S_4, S_5$  и призму  $P_4$ . От призмы  $P_4$  луч отражается от зеркала  $S_3$  и опять через призму идет обратно на подвижное зеркало  $S_6$  и фотопластинку, давая, таким образом, подвижный блик, отраженный от коромысла. От зеркала  $S_4$  луч отражается назад, через подвижное зеркало на пластинку, давая блик неподвижный, определяющий нулевую линию отсчетов. Зеркало



один от термометра и два — нуль-пункты — от неподвижных зеркал. После того как произведено фотографирование бликов в первом азимуте, лампочка осветителя автоматически гаснет, прибор поворачивается в следующий азимут и стоит неподвижно 20 мин, давая успокоиться коромыслу. Подвижное зеркало  $S_6$  поворачивается одновременно с изменением азимута на малый угол так, чтобы новое изображение бликов было смещено относительно старого на некоторую величину. Через 20 мин зажигается лампочка, производится экспонирование. Через 1 мин лампочка гаснет, и весь цикл работы вариометра повторяется вновь.

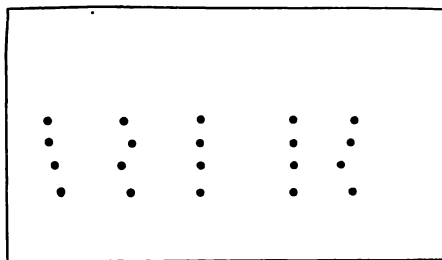


Рис. 57. Запись бликов на пластинке вариометра S-20.

На рис. 57 приведена схема записи бликов на пластинке вариометра S-20 при наблюдении в трех азимутах с контрольным наблюдением в первом азимуте. Все другие типы вариометров отличаются только устройством коромысел и механическими деталями.

Основные технические данные вариометров S-20, Z-40 и E-60 приведены в табл. 18.

Таблица 18

### Основные характеристики вариометров

Параметры	Тип вариометра		
	S-20	Z-40	E-60
Масса грузиков коромысла $m$ , г . . .	40	22,5	9,003
Разность высот масс $h$ , см . . . .	30	39,0	30,080
Горизонтальное удаление груза от оси вращения коромысла $l$ , см	10,0	20,0	9,986
Момент инерции $K$ , г·см <sup>2</sup> . . . . .	9000	19 500	1916,400
Коэффициент кручения нити $\tau$ , г·см <sup>2</sup> ·с <sup>-2</sup> . . . . .	1,2	0,450	0,200
Рабочая длина крутильной нити $L$ , см . . . . .	26,0	26,0	—
Предельная чувствительность $e$ , Е	1,5	0,7	—
Длина оптического рычага $D$ , см	300	184	—
Высота центров тяжести крутильных систем над основанием прибора, см:			
на двух подставках . . . . .	119	90	—
на одной подставке . . . . .	88	70	—
Вес прибора, кг . . . . .	47,7	60	—

### § 3. ГРАВИТАЦИОННЫЙ ВАРИОМЕТР Е-60

Гравитационный вариометр Е-60 — это вариометр типа L с вольфрамовыми крутильными нитями. Он так же, как и вариометры типа S-20, состоит из трех основных частей: корпуса, крутильных систем, часового механизма и питатива. Верхняя часть представляет

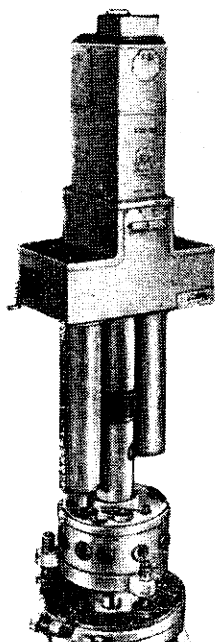
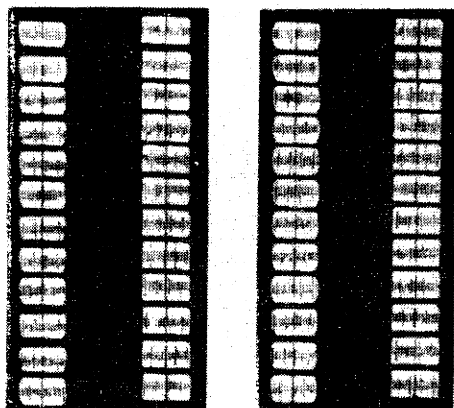


Рис. 58. Общий вид вариометра Е-60.



а



б

Рис. 59. Запись вариометра Е-60.

а — запись бликов на первом и втором азимутах;  
б — поле зрения при увеличении.

собой собственно вариометр — корпус крутильных систем, содержащий две крутильные системы и кассетную часть с оптической системой, передающей свет от осветительной лампочки на зеркало коромысла и на фотографическую пластинку. Коромысла крутильной системы подвешены на крутильной нити. Верхний конец ее закреплен в специальной головке, при помощи которой можно перемещать место крепления нити в горизонтальной плоскости вокруг собственной оси и в направлении вверх — вниз. Путем этих перемещений осуществляется регулировка вариометра и установка коромысла в правильное положение. Крутильные системы снабжены арретирами, несколько поднимающими и зажимающими коромысло и нижний

грузик. Только в арретированном состоянии допустимы сборка, разборка, перевозка вариометра и ручное перемещение из одного азимута в другой. В верхней части корпуса крутильных систем расположена кассетная часть со специальным часовым механизмом. Этот часовой механизм перемещает кассету после каждой экспозиции, включает через каждые 20 мин лампочку осветителя на 5—30 с и после окончания экспозиции включает механизм поворота вариометра по азимуту. В случае визуальных наблюдений этот часовой механизм снимается и на его место устанавливается специальный бинокляр со шкалой для визуальных отсчетов. Общий вид вариометра Е-60 представлен на рис. 58.

При фотографических наблюдениях на фотопластинку впечатываются неподвижная отсчетная шкала, связанная с корпусом прибора, подвижный индекс, отраженный от зеркала коромысла, номер пункта и номер прибора. Благодаря этому отсчет показаний вариометра в каждом азимуте можно взять непосредственно по пластинке без использования специальных измерительных приспособлений. Кроме того, исключается возможность ошибок маркировки. Пример записи вариометра на пункте показан на рис. 59.

Средняя часть прибора представляет собой часовой механизм, при помощи которого поворачивают вариометр по азимуту на определенный угол. Углы поворота могут быть изменены в зависимости от выбранного цикла наблюдений. Для этого часовой механизм имеет ряд стопоров, останавливающих вращение системы в выбранных положениях. Нижняя часть прибора представляет собой треногу с лимбом для установки прибора по азимуту.

После установки прибора вся работа его на пункте автоматизирована. Время успокоения коромысла 20 мин. Таким образом, наблюдение на пункте в трехазимутном цикле составляет 1 ч. Точность измерений с вариометром 1—2 *Е*. Эти вариометры сконструированы и изготовлены в Венгрии.

#### § 4. ОБРАБОТКА НАБЛЮДЕНИЙ С ГРАВИТАЦИОННЫМ ВАРИОМЕТРОМ

При работе с вариометром положения коромысла фиксируются на фотографической пластинке (см. рис. 57). На этой пластинке после проявления измеряются смещения бликов, падающих от коромысла по отношению к бликам, даваемым неподвижным зеркалом. Чтобы эти измеренные величины ввести в формулы (VIII.6) или (VIII.7), надо в этих функциях от углов  $\vartheta$  перейти к линейным расстояниям  $n$ . Очевидно, что  $\vartheta = \frac{n}{D}$ , где  $D$  — длина оптического плеча.

Обозначив

$$\frac{DK}{\tau} = a, \quad \frac{DM}{\tau} = b, \quad \left(m + \frac{m'}{6}\right) l^2 \sin 2\beta = M$$

и введя значение  $\vartheta = \frac{n}{D}$  в уравнение (VIII.7), получим:

для коромысла I

$$n - n_0 = \frac{1}{2} a W_{\Delta} \sin 2\alpha + a W_{xy} \cos 2\alpha + b W_{yz} \cos \alpha - b W_{xz} \sin \alpha; \text{ (VIII.8)}$$

для коромысла II

$$n' - n'_0 = \frac{1}{2} a' W_{\Delta} \sin 2\alpha + a' W_{xy} \cos 2\alpha + b' W_{yz} \cos \alpha - b' W_{xz} \sin \alpha.$$

Для того чтобы вычислить все неизвестные вторые производные, требуется произвести наблюдения с вариометром в пяти азимутах. Тогда мы получим по пять уравнений вида (VIII.8) для каждого коромысла и соответственно по каждому коромыслу определим все искомые величины. В этом случае в качестве азимутов наблюдения выбирают 0, 72, 144, 216 и 288°. Внося эти значения  $\alpha$  в (VIII.8) и зная величины  $a, b, a', b'$ , получаем формулы с числовыми коэффициентами, которые можно разрешить относительно неизвестных вторых производных.

Аналогично, работая в трехазимутном цикле 0, 120, 240°, получаем по три уравнения для каждого коромысла. Эти уравнения также можно разрешить относительно неизвестных и найти формулы для определения вторых производных потенциала.

Проще всего производить наблюдения в четырех азимутах 0, 90, 180 и 270°. В этом случае исчезают члены, содержащие  $\sin \alpha_1, \sin \alpha_3, \cos \alpha_2, \cos \alpha_4$  и  $\sin 2\alpha_1, \sin 2\alpha_2, \sin 2\alpha_3, \sin 2\alpha_4$ , а также члены, содержащий  $W_{\Delta}$ . В итоге получаем простые соотношения для вычисления  $W_{zx}$  и  $W_{zy}$ . Далее приводим рабочие формулы для вычисления вторых производных потенциала для всех трех вариантов работы: в трех-, пяти- и четырехазимутном циклах для вариометра S-20. При этом будем пользоваться следующими обозначениями:

$n_1, n_2, \dots, n_5$  — отсчет по пластинке коромысла I в мм, индекс означает азимут;

$n'_1, n'_2, \dots, n'_5$  — отсчет по пластинке коромысла II;

$n_0 = \frac{n_1 + n_2 + \dots + n_5}{3}$  — нуль-пункт вариометра — отсчет, соответствующий положению незакрученной нити;

$$\frac{4KD}{\tau} = a \text{ для коромысла I;}$$

$D$  — длина оптического плеча;

$K = \int (x^2 - y^2) dm$  — момент инерции,  $\tau$  — коэффициент упругости нити коромысла I;

$$\frac{K'D'}{\tau'} = a' \text{ для коромысла II;}$$

$$\frac{MD}{\tau} = b \text{ для коромысла I;}$$

$$M = \int xy dm;$$

$$\frac{M'D'}{\tau'} = b' \text{ для коромысла II;}$$

$$ab + a'b = A.$$

Величины  $D$ ,  $M$ ,  $K$  указаны в паспорте каждого прибора. Кроме того, введем коэффициенты  $p$ ,  $q$ ,  $r$ ,  $s$ :  
для трехазимутного цикла

$$p = \frac{2b}{3A}, \quad q = 1,155 \frac{b}{A}, \quad r = \frac{a}{3A}, \quad s = 0,578 \frac{a}{A};$$

для пятиазимутного цикла

$$p = \frac{1,447}{a}, \quad q = \frac{0,470}{a}, \quad r = \frac{0,276}{b}, \quad s = \frac{0,380}{b},$$

$$p_1 = \frac{0,533}{a}, \quad q_1 = \frac{0,761}{a}, \quad r_1 = \frac{0,723}{b}, \quad s_1 = \frac{0,235}{b}.$$

Числовые величины получаются как результат операций над тригонометрическими функциями, входящими в формулы (VIII.8), написанные для различных азимутов. В принятых обозначениях имеем следующие рабочие формулы:  
для трехазимутного цикла

$$\frac{2}{3}W_{xy} = p(n'_1 - n'_0) + p(n_1 - n_0),$$

$$W_{\Delta} = q[(n'_3 - n'_0) - (n'_2 - n'_0) - (n_2 - n_0) + (n_3 - n_0)], \quad (\text{VIII.9})$$

$$W_{xz} = s[(n'_2 - n'_0) - (n'_3 - n'_0) - (n_2 - n_0) + (n_3 - n_0)],$$

$$W_{yz} = -3r[(n'_1 - n'_0) - (n_1 - n_0)];$$

для пятиазимутного цикла  
коромысло I

$$2W_{xy} = -p(n_2 - n_0) + (n_5 - n_0) - p_1(n_3 - n_0) + (n_4 - n_0),$$

$$W_{\Delta} = q(n_2 - n_5) - q_1(n_3 - n_4),$$

$$-W_{xz} = s(n_2 - n_5) + s_1(n_3 - n_4),$$

$$W_{yz} = -r(n_2 - n_0) + (n_5 - n_0) - r_1(n_3 - n_0) + (n_4 - n_0),$$

коромысло II

$$2W_{xy} = -p'(n'_2 - n'_0) + (n'_5 - n'_0) - p'_1(n'_3 - n'_0) + (n'_4 - n'_0), \quad (\text{VIII.10})$$

$$W_{\Delta} = q'(n'_2 - n'_5) - q'_1(n'_3 - n'_4),$$

$$W_{xz} = s'(n'_2 - n'_5) + s'_1(n'_3 - n'_4),$$

$$W_{yz} = r'(n'_2 - n'_0) + (n'_5 - n'_0) + r'_1(n'_3 - n'_0) + (n'_4 - n'_0),$$

для четырехазимутного цикла  
коромысло I

$$W_{xz} = \frac{1}{2b}(n_4 - n_2),$$

$$W_{yz} = \frac{1}{2b}(n_1 - n_3);$$

$$W_{xz} = -\frac{1}{2b'}(n'_4 - n'_2),$$

$$W_{yz} = -\frac{1}{2b'}(n'_1 - n'_3). \quad (\text{VIII.11})$$

### § 5. УЧЕТ ТОПОГРАФИИ ПРИ РАБОТЕ С ВАРИОМЕТРАМИ

Вторые производные силы тяжести обратно пропорциональны кубу расстояния от притягивающих масс. Поэтому близрасположенные массы оказывают особенно сильное влияние на показания вариометра, причем оно быстро убывает с возрастанием расстояния. Это обстоятельство, с одной стороны, ограничивает возможности применения вариометров (используются лишь в равнинной местности), с другой стороны, вынуждает учитывать влияние рельефа. Поэтому собственно съемочные вариометрические работы обязательно сопровождаются нивелировкой местности вблизи точки наблюдения и введением соответствующих поправок. Эти поправки разделяются на два вида: поправки за влияние рельефа близлежащей местности, удаленной от точки наблюдения до 50 м (иной раз до 100 м), и более удаленных областей. Первая вычисляется непосредственно по измеренным нивелирным превышениям, а вторая по топографическим картам и палеткам, которая обычно не вносится в случае равнинной

Значения функций  $A$  и

$z_1, \text{ м}$	$A_{1,2}$	$B_{1,2}$	$A_2$	$B_2$	$z_1, \text{ м}$	$A_3$	$B_3$	$A_{4,5}$	$B_{4,5}$
-0,20	—	—	-7,0	-4,0	-0,50	—	—	-10,0	-3,0
-0,18	—	—	-6,4	-3,6	-0,45	—	—	-9,1	-2,6
-0,16	—	—	-5,7	-3,2	-0,40	—	—	-8,2	-2,3
-0,14	—	—	-5,1	-2,8	-0,35	—	—	-7,2	-2,0
-0,12	—	—	-4,4	-2,4	-0,30	-8,9	-3,5	-6,2	-1,7
-0,10	-4,3	-4,3	-3,7	-2,0	-0,25	-7,5	-2,9	-5,2	-1,4
-0,08	-3,5	-3,5	-3,0	-1,6	-0,20	-6,1	-2,3	-4,2	-1,1
-0,06	-2,7	-2,7	-2,3	-1,2	-0,15	-4,6	-1,7	-3,2	-0,8
-0,04	-1,8	-1,8	-1,5	-0,8	-0,10	-3,1	-1,1	-2,1	-0,5
-0,02	-1,0	-0,9	-0,8	-0,4	-0,05	-1,6	-0,5	-1,1	-0,3
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,02	1,0	0,9	0,8	0,4	0,05	1,6	0,5	1,1	0,2
0,04	2,0	1,8	1,6	0,8	10	3,3	1,1	2,2	0,5
0,06	3,0	2,7	2,4	1,2	15	5,0	1,6	3,3	0,7
0,08	4,1	3,8	3,3	1,6	20	6,8	2,1	4,4	0,9
0,10	5,2	4,8	4,2	2,0	25	8,6	2,6	5,6	1,2
0,12	—	—	5,0	2,4	30	10,4	3,0	6,7	1,4
0,14	—	—	5,9	2,9	35	—	—	7,9	1,5
0,16	—	—	6,8	3,3	40	—	—	9,1	1,7
0,18	—	—	7,8	3,7	0,45	—	—	10,2	1,9
0,20	—	—	8,7	4,1	0,50	—	—	11,5	2,0

местности. Поправка же за счет влияния близлежащих масс учитывается непременно. Для этого на каждой точке наблюдения производится нивелирование с одной стоянки нивелира. Как принято говорить, разбивается «звездочка». «Звездочка» может быть 8-лучевая и 16-лучевая. Первый луч направлен на север, последующие располагаются через  $45^\circ$  или  $22^\circ,5$  по часовой стрелке, причем на каждом луче выставляется восемь пикетов на расстояниях 1, 2, 3, 4, 5, 6, 10, 18 и 50 м. Чаще всего разбивается 8-лучевая звездочка и нивелирование ведется по семи пикетам до 18 м (рис. 60). Для разбиения «звездочки» на точке стояния вариометра устанавливается нивелир, а в местах пикетов выставляется рейка, и по ней определяются превышения этих пикетов в метрах. Далее, по известным превышениям рассчитываются притяжения по формулам (III.10), (III.11). Не приводя всех расчетов, напомним рабочие

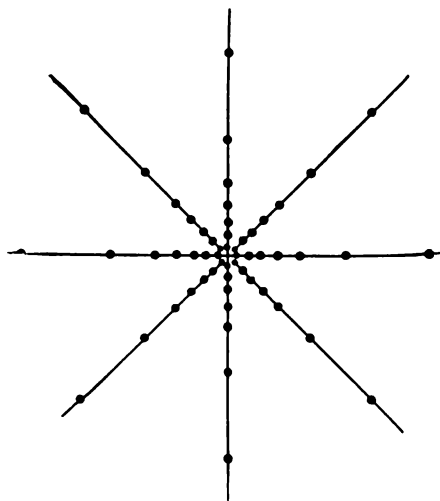


Рис. 60. Схема нивелирных стоянок у вариометрической точки.

### Влияния рельефа

Таблица 19

$z_1$ , м	$A_6$	$B_6$	$A_{10}$	$B_{10}$	$z_1$ , м	$A_{18}$	$B_{18}$	$z_1$ , м	$A_{50}$	$B_{50}$
-1,0	—	—	-16,1	-2,5	-2,0	-25,5	-2,7	-5,0	-28,0	-2,5
-0,9	—	—	-14,6	-2,2	-1,8	-23,0	-2,2	-4,5	-25,3	-2,1
-0,8	—	—	-13,0	-1,9	-1,6	-20,5	-2,0	-4,0	-22,5	-1,7
-0,7	—	—	-11,4	-1,6	-1,4	-17,9	-1,6	-3,5	-19,7	-1,4
-0,6	-10,9	-2,3	-9,8	-1,3	-1,2	-15,4	-1,3	-3,0	-16,9	-1,1
-0,5	-9,2	-1,8	-8,2	-1,0	-1,0	-14,1	-0,8	-2,5	-14,1	-0,8
-0,4	-7,4	-1,4	-6,6	-0,8	-0,8	-10,3	-0,8	-2,0	-11,3	-0,6
-0,3	-5,6	-1,0	-5,0	-0,6	-0,6	-7,7	-0,5	-1,5	-8,3	-0,4
-0,2	-3,7	-0,6	-3,3	-0,4	-0,4	-5,2	-0,3	-1,0	-5,7	-0,2
-0,1	-1,9	-0,3	-1,7	-0,2	-0,2	-2,6	-0,1	-0,5	-2,8	-0,1
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,1	1,9	0,3	1,7	0,2	0,2	2,6	0,1	0,5	2,8	0
0,2	3,8	0,6	3,3	0,3	0,4	5,2	0,2	1,0	5,7	0,1
0,3	5,8	0,8	5,0	0,4	0,6	7,8	0,3	1,5	8,5	0,1
0,4	7,8	1,0	6,7	0,5	0,8	10,4	0,3	2,0	11,4	0,0
0,5	9,8	1,2	8,4	0,6	1,0	13,0	0,4	2,5	14,2	-0,1
0,6	11,8	1,3	10,1	0,7	1,2	15,7	0,4	3,0	17,1	-0,2
0,7	—	—	11,8	0,8	1,4	18,3	0,3	3,5	19,9	-0,4
0,8	—	—	13,6	0,9	1,6	21,0	0,2	4,0	22,8	-0,5
0,9	—	—	15,3	0,9	1,8	23,6	0,1	4,5	25,7	-0,8
1,0	—	—	17,0	0,9	2,0	26,3	0,0	5,0	28,5	-1,1

формулы для определения влияния рельефа по измеренным превышениям на восьми лучах 8-лучевой «звездочки». Обозначим через  $A$  и  $B$  некоторые функции влияния рельефа, зависящие от высоты и удаленности от точки стояния. Значения этих функций с индексами, обозначающими расстояния по лучу, приведены в табл. 19. Для каждого луча вычисляется сумма

$$\begin{aligned}\bar{A}_i &= A_{1,2} + A_2 + A_3 + A_{4,5} + A_6 + A_{10} + A_{18} + A_{50}; \\ \bar{B}_i &= B_{1,2} + B_2 + B_3 + B_{4,5} + B_6 + B_{10} + B_{18} + B_{50}.\end{aligned}\quad (\text{VIII.12})$$

Таких сумм будет в случае 8-лучевой «звездочки» восемь для  $\bar{A}$  и восемь для  $\bar{B}$ , т. е.  $i = 1, 2, \dots, 8$ .

Полные поправки во вторые производные за влияние рельефа близлежащих масс вычисляются по формулам

$$\begin{aligned}W_{xy} &= 0,5 (\bar{A}_2 + \bar{A}_4 + \bar{A}_6 + \bar{A}_8), \\ W_{\Delta} &= \bar{A}_1 - \bar{A}_3 + \bar{A}_5 - \bar{A}_7, \\ W_{xz} &= 0,707 (\bar{B}_2 - \bar{B}_4 - \bar{B}_6 + \bar{B}_8) + (\bar{B}_1 - \bar{B}_5), \\ W_{yz} &= 0,707 (\bar{B}_2 + \bar{B}_4 - \bar{B}_6 - \bar{B}_8) + (\bar{B}_3 - \bar{B}_7).\end{aligned}\quad (\text{VIII.13})$$

Эти формулы рассчитаны для плотности  $\sigma_0 = 1,8$ . Если плотность окружающих пород отличается от  $\sigma_0$  и равна  $\sigma$ , то значения вторых производных следует умножить на  $\frac{\sigma}{\sigma_0}$ .

## § 6. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОСТОЯННЫХ ГРАВИТАЦИОННОГО ВАРИОМЕТРА $\tau$ , $K$ , $M$ , $D$

*Коэффициент упругости нити  $\tau$*  определяется по периоду колебания цилиндрического грузика, подвешенного за центр основания на исследуемой нити.

Период колебания такой системы определяется формулой

$$T = 2\pi \sqrt{\frac{J}{\tau}},$$

где  $J = 0,5 mr^2$  — момент инерции цилиндрического грузика относительно его оси;  $m$  — масса грузика;  $r$  — радиус поперечного сечения грузика;  $T$  — период колебания.

Коэффициент упругости  $\tau$  вычисляется по формуле

$$\tau = \frac{4\pi^2 J}{T^2}. \quad (\text{VIII.14})$$

*Постоянная  $K = \int (x^2 + y^2) dm$*  приближенно равна моменту инерции для точечного грузика

$$K = \int (x^2 + y^2) dm \approx 2ml^2.$$



где  $m$  — масса грузика;  $l$  — расстояние от него до оси вращения. Воспользуемся формулой (VIII.14), в которой вместо момента инерции цилиндрического грузика напомним момент инерции  $K$  грузика фактической формы. Так как коэффициент упругости нити  $\tau$  уже определен с цилиндрическим грузиком и теперь известен, формулу (VIII.14) можно разрешить относительно искомого

$$K = \frac{\tau T^2}{4\pi^2}. \quad (\text{VIII.15})$$

Зная  $\tau$  и определив из наблюдений период колебания системы  $T$ , получим  $K$ .

Момент системы  $M = \int x y d m$  можно вычислить по формуле, которая получается в результате интегрирования по всей массе коромысла. Для вариометра S-20 эта формула будет иметь вид

$$M = h_n l \left( m_n + \frac{m_{s_n}}{3} \right) + h_v l \left( m_v + \frac{m_{s_v}}{3} \right), \quad (\text{VIII.16})$$

где  $m$  — масса грузиков;  $l$  — расстояние от грузиков до оси вращения по горизонтали;  $h$  — высота центра грузика относительно точки подвеса. Индексы:  $v$  — верхний грузик;  $n$  — нижний грузик;  $s_v$  — верхний стержень;  $s_n$  — нижний стержень.

Оптический рычаг  $D$  определяется как

$$D = 2Fn,$$

где  $F$  — фокусное расстояние объектива;  $n$  — число удвоений луча при отражении от зеркал. Для вариометра S-20 оптический рычаг  $D = 4F$ .

## § 7. УСТРОЙСТВО И ПРИНЦИП РАБОТЫ ГРАВИТАЦИОННОГО ГРАДИЕНТОМЕТРА

В настоящее время применяется прибор ГРБМ-2 — градиентометр быстродействующий модернизированный второго выпуска, разработанный С. А. Поддубным и представляющий собой упрощенную модель вариометра.

Градиентометр предназначен для поисков и разведки рудных месторождений, а также для решения тех геологических задач, где значения вторых горизонтальных производных силы тяжести  $W_{xz}$ ,  $W_{yz}$  допускаются не очень высокой точности. Основой градиентометра являются четыре крутильные системы I—IV типа Z (рис. 61). Они устроены следующим образом (рис. 61, б): коромысло, представляющее собой полую дюралевую трубку, расположенную в системе градиентометра вертикально. Эта трубка подвешивается на вольфрамовой нити длиной 22,10 см и диаметром 18 мк, которая нижним концом скреплена с коромыслом в середине полой трубки, а верхним — с крутильной головкой. Таким образом, крутильная нить проходит внутри коромысла. К дюралевой трубке на ее верхнем и нижнем концах прикреплены вольфрамовые грузики так, чтобы

они располагались симметрично относительно нити по диаметру трубки. Таким образом, получается система типа Z с малыми пле-

чами верхнего и нижнего грузиков. В нижней части коромысла прикреплено зеркало. Для ускорения затухания колебаний в верхней и нижней частях коромысла имеются демпфирующие крыльчатки. Крутильная головка позволяет перемещать коромысло по высоте и поворачивать относительно вертикальной оси; таким образом, обеспечивается регулировка системы. Нижняя часть крутильной головки имеет конический выступ для арретирования коромысла. При арретировании расположенные у нижнего конца коромысла пружины поднимают коромысло и прижимают его к этому коническому выступу, чем обеспечивается надежное закрепление системы и безопасная перевозка градиентометра. Все четыре коромысла арретированы одновременно. В то же время каждая крутильная система отделена от других и находится в своей герметической камере. Все четыре крутильные системы собраны в дюралевом герметическом корпусе, на котором смонтирована оптическая система. Система регистрации градиентометра существенно упрощена по сравнению с вариометрами. Фоторегистрация заменена визуальным отсчетом.

Установка прибора и наблюдение с ним в полевых условиях занимают 12—15 мин.

Прибор позволяет определять горизонтальные градиенты  $W_{xz}$ ,  $W_{yz}$  с точностью 7—10 Е. Снижение требований к точности прибора

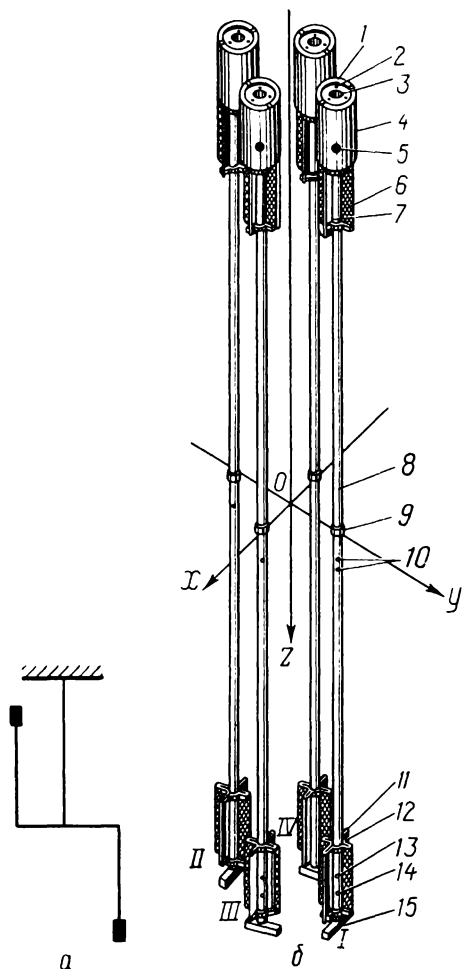


Рис. 61. Крутильные системы градиентометра.

а — схема крутильной системы градиентометра;  
б — устройство крутильной системы градиентометра:

1 — крышка, 2 — стопор конуса, 3 — отверстие для ключа, 4 — крутильная головка, 5 — стопор серьги, 6 — демпферное крыло, 7 — верхний грузик, 8 — коромысло, 9 — соединительный патрубок, 10 — винты крепления нижней серьги, 11 — нижний грузик, 12 — обойма, 13 — стопоры тонкой регулировки отнесности коромысла, 14 — стопоры регулировки зеркала, 15 — зеркало.

и ограничение его возможностей позволили существенно сократить время успокоения коромысла (от 20 мин у вариометра S-20 до 3 мин у ГРБМ-2) и перейти к визуальным наблюдениям. За счет этого повысилась производительность его примерно в 5—8 раз.

Основные технические данные градиентометра ГРБМ-2

Масса грузиков коромысла, г . . . . .	9,6
Разность высот масс $h$ , см . . . . .	40
Горизонтальное удаление масс от оси вращения коромысла $l$ , см . . . . .	0,5
Коэффициент кручения нити $\tau$ , г·см <sup>2</sup> ·с <sup>-1</sup> . . . . .	0,1
Рабочая длина крутильной нити $L$ , см . . . . .	20,7
Ошибка полевых измерений $\varepsilon$ , Е . . . . .	$\pm 5$
Длина оптического рычага $D$ , см . . . . .	120
Высота центров тяжести крутильных систем над основанием прибора, см . . . . .	60
Вес прибора, кг . . . . .	25

## § 8. КОМБИНИРОВАННЫЙ ВАРИОМЕТР БГ-63

Комбинированный вариометр БГ-63 изготавливается в Венгерской Народной Республике. Прибор имеет четыре крутильные системы, могущие работать в режиме вариометра или градиентометра. Для того чтобы обеспечить достаточную чувствительность к параметрам кривизны при работе в режиме вариометра, необходимо давать более продолжительное время для успокоения системы, а именно 12—20 мин. При работе в режиме градиентометра для достаточного успокоения крутильных систем требуется 4—6 мин.

Крутильные системы вариометра БГ-63 смонтированы в одном корпусе таким образом, что две из них располагаются в параллельных плоскостях, а две другие тоже в параллельных плоскостях, но перпендикулярно плоскостям первых двух. При работе в режиме вариометра пару составляют параллельные системы. В этом случае мы имеем две пары вариометрических систем, которые при наблюдениях в трех азимутах дают два независимых результата, обеспечивающих контроль. При наблюдениях в двух азимутах получается один результат, но зато сокращается время наблюдения до 24 мин.

При работе в режиме градиентометра пару составляют перпендикулярные системы. В этом случае при работе в двух азимутах тоже получается два взаимноконтролируемых результата.

Прибор осуществляет автоматическую запись на фотобумагу углового отклонения четырех подвесных систем в единицах деления шкалы, заводского номера прибора, а также номера по порядку пункта наблюдения. Протяжка бумаги осуществляется автоматическим лентопротяжным механизмом, а повороты прибора в следующий азимут — часовым механизмом. В контур проекционной лампы, загорающей при экспонировании, входят реостат и миллиамперметр, с помощью которых свет всегда поддерживается на оптимальной интенсивности. Поэтому изображение шкалы на бумаге имеет всегда одинаковую яркость. Вариометр имеет также оптическую систему для визуальных отсчетов.

В приборе только внутренний кожух изготовлен из металла; снаружи прибор покрывается пластмассовым кожухом, служащим хорошим теплоизолятором. В пластмассовый кожух вмонтирован тонкий алюминиевый слой теплокомпенсации. Высота центра тяжести подвесных систем составляет 90 см. Комбинированный вариометр позволяет производить измерения с точностью для градиентов  $\pm 2,5$  Е в диапазоне 500 Е и для кривизны  $\pm 5,5$  Е в диапазоне 1400 Е. Вес вариометра 33 кг.

## § 9. МЕТОДИКА РАБОТЫ И ВЫЧИСЛЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ НАБЛЮДЕНИЙ С ГРАВИТАЦИОННЫМ ГРАДИЕНТОМЕТРОМ

Гравитационный градиентометр ГРБМ-2 позволяет определять горизонтальные градиенты силы тяжести  $W_{xz}$  и  $W_{yz}$ . Наблюдения проводятся в двух или четырех азимутах, обычно в азимутах 0 и 180° при двухазимутном цикле и 0, 90, 180, 270° при четырехазимутном цикле. Так как градиентометр имеет четыре упругие системы, то в случае работы по двухазимутному циклу получаем по два независимых значения каждой составляющей горизонтального градиента. В случае работы в четырехазимутном цикле получаем по четыре независимых значения каждой составляющей.

Обработка наблюдений производится по следующим формулам, получаемым тем же путем, что и формулы для вариометра. Эти формулы составлены для каждой крутильной системы вариометра:

крутильная система I

$$W_{xz} = c_1 (n_{270^\circ} - n_{90^\circ}),$$

$$W_{yz} = c_1 (n_{0^\circ} - n_{180^\circ});$$

крутильная система II

$$W_{xz} = c_2 (n_{270^\circ} - n_{90^\circ}),$$

$$W_{yz} = c_2 (n_{0^\circ} - n_{180^\circ}); \quad (\text{VIII.17})$$

крутильная система III

$$W_{xz} = c_3 (n_{180^\circ} - n_{0^\circ}),$$

$$W_{yz} = c_3 (n_{270^\circ} - n_{90^\circ});$$

крутильная система IV

$$W_{xz} = c_4 (n_{180^\circ} - n_{0^\circ}),$$

$$W_{yz} = c_4 (n_{270^\circ} - n_{90^\circ}).$$

Здесь  $n$  с индексом — отсчет данной крутильной системы в соответствующем азимуте;  $c_1, c_2, c_3, c_4$  — цена деления соответственно для I, II, III, IV крутильных систем. Величины  $c$  указаны в паспорте каждого прибора.

Так как градиентометр грубее вариометра, он менее чувствителен и к рельефу местности. При работе на равнине поправка за рельеф во многих случаях может не вводиться. Критерием допустимости работы с градиентометром на точке являются наличие ровной площадки радиуса 1,5—2 м и отсутствие заметных неровностей, канав, колодцев, шурфов и других крупных избытков или дефектов масс в радиусе 5—10 м. В радиусе 30—40 м не должно быть оврагов, рек, озер, больших возвышенностей.

Наличие в радиусе 30—40 м гладкой поверхности, без заметных на глаз уклонов является критерием возможности наблюдений без введения поправки за рельеф.

Для учета влияния рельефа на отсчеты градиентометра производится нивелировка «звездочкой» в радиусе 5,7 м по четырем или восьми лучам. По каждому лучу рейка выставляется в точках на расстояниях 0,9, 1,5, 2,1, 3,9 и 5,7 м от места стояния прибора. Поправки за рельеф вводятся по следующим формулам.

При нивелировке по четырем лучам

$$\Delta W_{xz} = \frac{\sigma}{4} [(h_{0,9} + h_{1,5} + h_{2,1} + h_{3,9} + h_{5,7})_{180^\circ} - (h_{0,9} + h_{1,5} + h_{2,1} + h_{3,9} + h_{5,7})_{0^\circ}], \quad (\text{VIII.18})$$

$$\Delta W_{yz} = \frac{\sigma}{4} [(h_{0,9} + h_{1,5} + h_{2,1} + h_{3,9} + h_{5,7})_{270^\circ} - (h_{0,9} + h_{1,5} + h_{2,1} + h_{3,9} + h_{5,7})_{90^\circ}],$$

где  $\sigma$  — плотность поверхностного слоя;  $h_i$  — превышения по лучу; индекс указывает расстояние от центра до рейки; индекс у круглой скобки указывает на луч, по которому берется сумма превышений  $h$ .

При нивелировке по восьми лучам

$$W_{xz} = \frac{\sigma}{1,6} [0,5 (\Sigma_{180^\circ} - \Sigma_{0^\circ}) + 0,354 (\Sigma_{135^\circ} + \Sigma_{225^\circ} - \Sigma_{45^\circ} - \Sigma_{315^\circ})],$$

$$W_{yz} = \frac{\sigma}{1,6} [0,5 (\Sigma_{270^\circ} - \Sigma_{90^\circ}) + 0,354 (\Sigma_{225^\circ} + \Sigma_{315^\circ} - \Sigma_{45^\circ} - \Sigma_{135^\circ})], \quad (\text{VIII.19})$$

где  $\Sigma = h_{0,9} + h_{1,5} + h_{2,1} + h_{3,9}$ ; индекс при  $\Sigma$  указывает, в каком азимуте лежит данный луч.

Нивелирование по восьми лучам делается при сильных неровностях местности или в случае необходимости повышения точности.

## § 10. ПРИМЕНЕНИЕ ГРАВИТАЦИОННЫХ ВАРИОМЕТРОВ И ГРАДИЕНТОМЕТРОВ

Гравитационный вариометр и градиентометр применяются, как правило, для детального исследования структур, вызывающих хотя и слабые аномалии, но быстро изменяющиеся, т. е. для исследования

областей с большими горизонтальными градиентами силы тяжести. Обычно такие гравитационные поля обусловлены железорудными и полиметаллическими месторождениями. При разведке этих месторождений часто применяют гравитационные вариометры. Более точные работы выполняют с вариометрами, менее точные — с градиентометрами. Повышенная за счет загроубления систем производительность градиентометров, естественно, приводит к большему использованию их по сравнению с вариометрами.

При выполнении гравиметрических работ обоими этими приборами требуются нивелировка на каждой точке стояния и вычисление топографических поправок. В процессе работ берутся отсчеты температуры для введения соответствующих поправок.

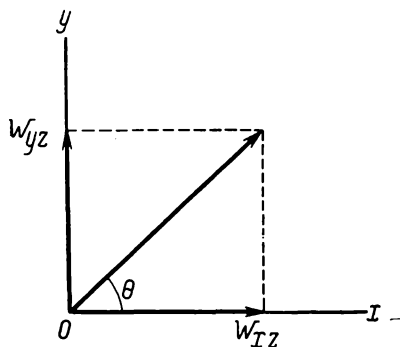


Рис. 62. Пояснения к формулам (VIII.20) и (VIII.21).

Наконец, по исправленным значениям вторых производных получают аномалии  $W_{xz}$ ,  $W_{yz}$ ,  $W_{\Delta}$ . Для этого из вычисленных по наблюдениям и исправленных за температуру и рельеф значений  $W_{xz}$ ,  $W_{yz}$ ,  $W_{\Delta}$  вычитают их нормальные значения, в результате чего имеют аномалии вторых производных. Нормальные значения вторых производных для средних широт приведены в табл. 6. По полученным таким образом аномалиям  $W_{xz}$ ,  $W_{yz}$ ,  $W_{\Delta}$  строят карты

градиентов (по первым двум производным) и карты кривизны. Для построения карты градиентов по двум составляющим  $W_{xz}$  и  $W_{yz}$  вычисляют полную составляющую градиента  $W_{\theta}$ . Величины градиентов можно представить векторами, направленными по осям  $x$  (для  $W_{xz}$ ) и  $y$  (для  $W_{yz}$ ) и имеющими длину, пропорциональную  $W_{xz}$  и  $W_{yz}$ . Тогда полная составляющая градиента будет равна

$$W_{\theta} = \sqrt{W_{xz}^2 + W_{yz}^2}, \quad (\text{VIII.20})$$

а направлена она под углом  $\theta$  к оси  $x$ , причем  $\theta$  определяется отношением

$$\text{tg } \theta = \frac{W_{yz}}{W_{xz}}. \quad (\text{VIII.21})$$

Формулы (VIII.20) и (VIII.21) очевидны из чертежа (рис. 62).

В каждой точке стояния вариометра на карту наносится полный вектор  $W_{\theta}$ . Построенная таким образом карта векторов характеризует изменчивость гравитационного поля. На этой карте указаны направления наибольшего изменения силы тяжести и их величина. Пример карты векторов над соляным куполом приведен на рис. 94.

Кривизны  $W_{\Delta}$  обозначаются черточками, направленными по азимуту  $\alpha$ , определяемому по формуле

$$\operatorname{tg} 2\alpha = - \frac{2W_{xy}}{W_{\Delta}}.$$

Величина черточек пропорциональна  $W_{\Delta}$ . Масштаб выбирается интерпретатором в зависимости от величин и диапазона изменения кривизны.

Если наблюдения с гравитационным вариометром или градиентометром произведены настолько часто, что изменения производных  $W_{xz}$  и других между точками наблюдения можно считать линейными, зная значение силы тяжести  $g$  в какой-либо точке, можно вычислить значение силы тяжести для любой другой точки этой области.

Пусть  $p_1$  — проекция полного вектора градиента  $W_{\theta}$  в исходной точке 1 на направление от исходной точки к точке, в которой надо получить значение  $g = g_2$ . Пусть в исходной точке  $g = g_1$ . Проекция полного вектора на то же направление в точке 2 будет  $p_2$ . Тогда за приращение силы тяжести  $\Delta g$  от точки 1 к точке 2 можно принять произведение средней проекции  $\frac{p_1 + p_2}{2}$  на расстояние между точками  $\Delta l$ , тогда

$$\Delta g = \frac{p_1 + p_2}{2} \Delta l,$$

$$g_2 = g_1 + \frac{p_1 + p_2}{2} \Delta l. \quad (\text{VIII.22})$$

## *Глава IX*

# **ГРАВИМЕТРИЧЕСКИЕ ИЗМЕРЕНИЯ НА МОРЕ**

### **§ 1. ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МЕТОДА**

Две трети земного шара покрыты водой. Поэтому для изучения гравитационного поля Земли требуется умение измерять силу тяжести на морях и океанах. Это необходимо для решения задач, связанных с изучением фигуры Земли. Только при равномерном покрытии всей Земли сетью гравиметрических пунктов могут быть определены достаточно точно ее сжатие, трехосность и превышения геоида над эллипсоидом относимости. Также важно знание гравитационного поля всей Земли для изучения строения коры и верхней мантии. Необходимость расширения областей поиска и разведки полезных ископаемых также заставляет решать задачи изучения гравитационного поля пространств, покрытых водой. Не говоря уже о том, что недалеко то время, когда поиск перейдет в открытый океан, уже сейчас ведется разведка полезных ископаемых на морях, например нефти на Каспийском море. Однако длительное время эта задача казалась почти неразрешимой. В самом деле, на море нельзя избежать качки, а как получить надежные измерения с высокочувствительным прибором, регистрирующим смещения в долях микрона или периоды качания маятника в миллионных долях секунды, когда площадка, на которой установлен прибор, качается во всех направлениях.

Принципиально эта задача была решена для маятникового метода измерения силы тяжести голландским геофизиком Венинг-Мейнесом.

Гравиметры впервые были применены при морских измерениях силы тяжести Хаальком и Норгардом (газовые гравиметры) в начале тридцатых годов, однако без особого успеха. Существенные достижения в этой области отмечены в 50-е годы, когда были применены упругие системы с большим демпфированием. В Советском Союзе К. Е. Веселовым и Л. П. Смирновым были построены кварцевые морские гравиметры, впервые испытанные М. У. Сагитовым в 1955 г., а также Н. П. Грушинским в 1956 г. на надводном корабле во время



второго антарктического рейса дизель-электрохода «Обь». В это же время появился морской гравиметр Графа и гравиметр Лакоста Ромберга с металлическими упругими системами.

Сложность измерений силы тяжести на море заключается в наличии возмущающих ускорений и наклонов корабля, которые сложным образом влияют на маятник или упругую систему. Возмущающие ускорения можно разложить по осям координат  $x$ ,  $y$ ,  $z$  и получить соответствующие величины составляющих ускорений  $\frac{d^2x}{dt^2}$ ,  $\frac{d^2y}{dt^2}$ ,  $\frac{d^2z}{dt^2}$ . Вертикальные возмущающие ускорения  $z$  совпадают по направлению с силой тяжести  $g$  и, будучи знакопеременными (корабль на волне то поднимается, то опускается) на большом отрезке времени, если эти колебания имеют правильную синусоидальную форму, взаимно уничтожаются. Для осредненного значения вертикальных возмущающих ускорений можно написать

$$\overline{\frac{d^2z}{dt^2}} = \frac{1}{t_2 - t_1} \int_{t_1}^{t_2} \frac{d^2z}{dt^2} dt - \frac{1}{t_2 - t_1} \left( \frac{dz_2}{dt} - \frac{dz_1}{dt} \right),$$

где  $\frac{dz_2}{dt} - \frac{dz_1}{dt}$  — разность скоростей вертикальных движений — величина конечная. При возрастании  $(t_2 - t_1)$  убывает  $\overline{\frac{d^2z}{dt^2}}$ . Практически за 20 мин наступает нужное осреднение.

Горизонтальные ускорения действуют различно на маятниковый прибор и гравиметры. При определенной конструкции маятникового прибора, предложенного Венинг-Мейнесом, влияние горизонтальных ускорений в первом приближении исключается. Так как маятник расположен почти горизонтально, то в первом приближении горизонтальные ускорения на гравиметры не действуют вообще, а только деформируют упругую систему. Однако самым неприятным в морских определениях силы тяжести является влияние факторов, представляемых членами второго порядка разложения возмущений в ряд.

## § 2. ПРИНЦИПИАЛЬНЫЕ ОСНОВЫ МЕТОДА ВЕНИНГ-МЕЙНЕСА МАЯТНИКОВЫХ ОПРЕДЕЛЕНИЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ НА МОРЕ

Рассмотрим два маятника, установленных на одной и той же опоре и качающихся в одной плоскости. Если рассматривать отраженный от зеркала маятника луч, то легко убедиться, что он будет совершать колебания такие же, как и сам маятник, только с двойной амплитудой. Направим далее этот луч, отраженный от первого маятника, на второй маятник. Отраженный от двух маятников луч будет совершать такие колебания, что угол отклонения в любой момент будет равен разности углов отклонения обоих маятников. Если эти маятники будут качаться в противофазе, то луч света будет совершать колебания с двойным углом отклонений. Если же

маятники качнуть одинаково, луч света не отклонится. Это наглядно видно на рис. 63. При отклонении первого маятника на угол  $\alpha$  против часовой стрелки отраженный луч отклонится на  $2\alpha$  тоже против часовой стрелки. Второй маятник отклонится также против часовой стрелки, вследствие чего луч, уже отраженный от первого маятника, отклонится при отражении от второго маятника на  $2\alpha$  в противоположном направлении, т. е. восстановит его прежнее положение. Так как оба маятника находятся на общей основе, отклонения основы одинаково влияют на оба маятника. Поэтому если оба маятника отклонить с достаточной разностью фаз (лучше всего в противофазе) и дать им совершать свободные колебания, то запись их движения относительно друг друга будет иметь вид правильной синусоиды, независимо от того, качается ли штатив или нет.

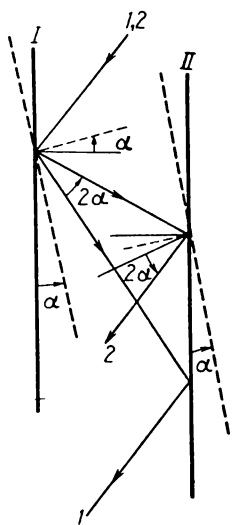


Рис. 63. Схема хода лучей при образовании фиктивного маятника.

$I, II$  — зеркала первого и второго маятников;  $I, 2$  — неотклоненный и отклоненный лучи.

К этому же можно прийти чисто теоретическим путем. Движение маятника описывается однородным линейным дифференциальным уравнением второго порядка

$$\frac{d^2\psi}{dt^2} + n^2\psi = 0, \quad (\text{IX.1})$$

где  $d^2\psi/dt^2$  — ускорение изменения угла отклонения;  $\psi$  — отклонение маятника;  $n = \sqrt{g/l} = \pi/T$  — частота колебания маятника;  $l$  — приведенная длина маятника;  $T$  — период свободных колебаний маятника.

Если на маятник действует горизонтальное ускорение  $d^2x/dt^2$ , вызванное горизонтальным смещением подвеса, к уравнению добавится правая часть, зависящая от возмущающего ускорения.

Для первого маятника уравнение примет вид

$$\frac{d^2\psi_1}{dt^2} + n_1^2\psi_1 + \frac{n_1^2}{g} \frac{d^2x}{dt^2} = 0. \quad (\text{IX.2})$$

Для второго маятника, качающегося на одном и том же подвесе с первым маятником

$$\frac{d^2\psi_2}{dt^2} + n_2^2\psi_2 + \frac{n_2^2}{g} \frac{d^2x}{dt^2} = 0.$$

В обоих уравнениях  $\frac{d^2x}{dt^2}$  одинаковы, так как это — ускорения общего штатива. Кроме того, маятники всегда можно подобрать

так, чтобы их периоды были равны. Тогда  $n_1 = n_2 = n$ . При этих предположениях вычтем одно уравнение из другого

$$\frac{d^2\psi_1}{dt^2} - \frac{d^2\psi_2}{dt^2} + n^2(\psi_1 - \psi_2) = 0. \quad (\text{IX.3})$$

Это уравнение имеет тот же вид, что и (IX.1), т. е. описывает движение невозмущенного маятника, однако колеблющегося так, что угол отклонения маятника в каждый момент равен разности отклонения наших исходных маятников. Такой разностный маятник, полученный из двух, был назван Венинг-Мейнесом, предложившим этот метод, фиктивным маятником.

Влияние горизонтальных ускорений устраняется только при условии совпадения собственных периодов обоих маятников, входящих в пару. Это совпадение должно быть выдержано с точностью до  $1-2 \cdot 10^{-7}$  с. В противном случае приходится вводить так называемую поправку за неизохронность. Эта поправка имеет вид

$$T_1 - T = \frac{1}{2} (T_2 - T_1) \left( \frac{a_1^2 - a_2^2}{a^2} - 1 \right), \quad (\text{IX.4})$$

где  $T_1$  и  $T_2$  — периоды колебания маятников;  $a_1$  и  $a_2$  — амплитуды индивидуальных маятников;  $T$  — измеренное значение периода фиктивного маятника;  $a$  — измеренная амплитуда фиктивного маятника.

Все эти величины могут быть получены с фотограммы записи морского маятникового прибора.

При наблюдениях период колебания фиктивного маятника приводят к периоду первого маятника. Этот период после введения поправки за неизохронность будет

$$T_1 = T + (T_1 - T). \quad (\text{IX.5})$$

В случае полного совпадения периодов колебания пары маятников поправка за неизохронность обращается в нуль.

Кроме этой поправки, приходится учитывать зависимость периода колебания маятника от величины амплитуды колебаний. Для приведения периода к бесконечно малой амплитуде вводится поправка

$$\Delta T = - \frac{T}{32} \left[ a_1^2 + a_2^2 + \frac{(a_1^2 - a_2^2)^2}{a^2} \right]. \quad (\text{IX.6})$$

Таким образом, устраняется в первом приближении влияние горизонтальных возмущающих ускорений на маятники, качающиеся на подвижной опоре.

Кроме горизонтальных и вертикальных возмущений, на маятник действуют наклоны подвеса. Для маятникового прибора наклоны

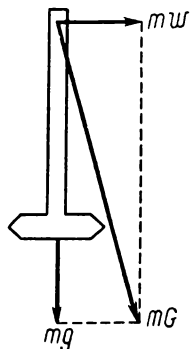


Рис. 64. Пояснение к распределению сил, действующих на маятник, находящийся на подвижной опоре.

в плоскости качания маятника на период колебания маятника не влияют. Они только при большой величине могут вызвать соскальзывание ножа маятника по площадке. Наклоны же в перпендикулярной качанию плоскости уменьшают действие силы тяжести  $g_\beta = g \cos \beta$  и соответственно уменьшают период колебания маятника. Влияние этих наклонов должно учитываться введением специальной поправки. Следовательно, используя метод качания разностного или фиктивного маятника Венинг-Мейнеса, мы освобождаемся в первом приближении от влияния горизонтальных возмущающих ускорений и сводим влияние вертикальных возмущений к малой величине.

### § 3. ОСНОВНЫЕ ПОПРАВКИ ПРИ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЯХ НА МОРЕ

#### Поправка за горизонтальные возмущающие ускорения и наклоны

Пусть масса  $m_1$ , подвешенная к опоре  $A$ , растягивает подвес с силой  $P = mg$ . Если опора движется с ускорением по некоторой заданной траектории в горизонтальной плоскости, то масса  $m$ , согласно второму закону Ньютона («действие равно противодействию»), будет сопротивляться этому движению с силой  $mw$ , пропорциональной  $m$  и направленной в сторону, противоположную ускорению  $w$ . Эта сила называется силой инерции тела. Вес тела такой движущейся системы будет складываться из собственного веса, который тело имеет в покое, и силы инерции, вызванной движением опоры (рис. 65), и равняться величине  $mG$ . Если выбрать прямоугольную систему координат с осью  $z$ , направленной по вертикали, и осями  $x, y$  в горизонтальной плоскости, на-

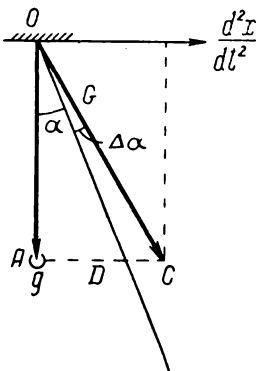


Рис. 65. Пояснение к формуле (IX.7) и понятиям мгновенной вертикали и мгновенной силы тяжести.

правленными для маятника  $x$  в плоскости качания и  $y$  перпендикулярно ей, то силу  $mG$  можно разложить на три составляющие. Эти составляющие будут

$$m \frac{d^2x}{dt^2}, \quad m \frac{d^2y}{dt^2}, \quad m \frac{d^2z}{dt^2},$$

где  $\frac{d^2x}{dt^2}$ ,  $\frac{d^2y}{dt^2}$ ,  $\frac{d^2z}{dt^2}$  — ускорения в соответствующих координатных направлениях. Очевидно,  $\frac{d^2z}{dt^2} = g$  (рис. 65). Массу выгодно принять за единицу. Тогда кажущийся вес тела, находящегося в движении с ускорением, будет

$$G = \sqrt{\left(g + \frac{d^2z}{dt^2}\right)^2 + \left(\frac{d^2x}{dt^2}\right)^2 + \left(\frac{d^2y}{dt^2}\right)^2}. \quad (\text{IX.7})$$

Это так называемая мгновенная сила тяжести. Направление мгновенной силы тяжести называют мгновенной вертикалью. В любом гравиметрическом приборе, будь то гравиметр или маятниковый прибор, можно выделить еще направление, вдоль которого прибор фиксирует изменения силы. Для гравиметра это направление определяется системой регистрации, связанной с рамой. Это направление называют осью чувствительности гравиметра. Для маятников ось чувствительности совпадает с истинной вертикалью. Далее дается вывод поправок за возмущающее ускорение по В. Л. Пантелееву.

Рассмотрим плоское движение. Пусть возмущающие ускорения действуют в направлении оси  $x$  (рис. 66).  $OA$  — истинная вертикаль;  $OC$  — мгновенная вертикаль;  $OD$  — ось чувствительности;  $\alpha$  — угол между истинной вертикалью и осью чувствительности;  $\Delta\alpha$  — угол между мгновенной вертикалью и осью чувствительности. Теперь геометрически ясно, что

$$OC = G = \sqrt{g^2 + \left(\frac{d^2x}{dt^2}\right)^2} = g \left[ 1 + \frac{1}{g^2} \left(\frac{d^2x}{dt^2}\right)^2 \right]^{1/2} \approx g + \frac{1}{2g} \left(\frac{d^2x}{dt^2}\right)^2. \quad (\text{IX.8})$$

$$\begin{aligned} OD = G' &= G \cos \Delta\alpha = g \left[ 1 + \frac{1}{2g^2} \left(\frac{d^2x}{dt^2}\right)^2 \right] \left( 1 - \frac{\Delta\alpha^2}{2} \right) = \\ &= g + \frac{1}{2g} \left(\frac{d^2x}{dt^2}\right)^2 - g \frac{\Delta\alpha^2}{2}. \end{aligned}$$

Здесь мы пренебрегли малыми величинами степени выше  $x^2/g^2$ . Формула (IX.8) дает значение проекции сил на ось чувствительности прибора, т. е. это измеряемая величина силы тяжести, искаженная горизонтальным возмущением и наклоном, при этом горизонтальные ускорения завышают, а наклоны занижают силу тяжести. Значит, для того чтобы получить искомую силу тяжести  $g$ , надо из измеренной величины  $G'$  вычесть поправку за горизонтальное возмущающее ускорение

$$\Delta g_x = \frac{1}{2g} \left(\frac{d^2x}{dt^2}\right)^2$$

и добавить поправку за наклон

$$\Delta g_\alpha = g \frac{\Delta\alpha^2}{2},$$

так что полная поправка по оси  $x$  будет

$$\Delta g_{x\alpha} = -\frac{1}{2g} \left(\frac{d^2x}{dt^2}\right)^2 + \frac{1}{2} g \Delta\alpha^2.$$

Очевидно, что в другой плоскости  $yz$  поправка за горизонтальное возмущающее ускорение будет

$$\Delta g_y = -\frac{1}{2g} \left(\frac{d^2y}{dt^2}\right)^2;$$

поправка за наклон

$$\Delta g_\beta = g \frac{\Delta\beta^2}{2},$$

где  $d^2y/dt^2$  — горизонтальное возмущающее ускорение в направлении оси  $y$ ;  $\Delta\beta$  — угол между осью чувствительности и мгновенной вертикалью в плоскости  $yz$ .

Величины  $d^2x/dt^2$ ,  $d^2y/dt^2$ ,  $\Delta\alpha$ ,  $\Delta\beta$  входят в выражение для поправок в квадрате, т. е. поправки всегда сохраняют знак, несмотря на знакопеременность самих величин возмущений, так что компенсации в этом случае не происходит.

Теперь величина полной поправки за горизонтальные возмущающие ускорения получится как сумма составляющих по осям координат:

$$\Delta g = -\frac{1}{2g} \left[ \left( \frac{d^2x}{dt^2} \right)^2 + \left( \frac{d^2y}{dt^2} \right)^2 \right] + \frac{1}{2} g (\Delta\alpha^2 + \Delta\beta^2). \quad (\text{IX.9})$$

Поправки за горизонтальные возмущающие ускорения называются поправками Броуна, впервые указавшего на необходимость их введения. Обычно в качестве  $d^2x/dt^2$ ,  $d^2y/dt^2$ ,  $\Delta\alpha$ ,  $\Delta\beta$  принимаются величины их осредненных квадратов за время наблюдения.

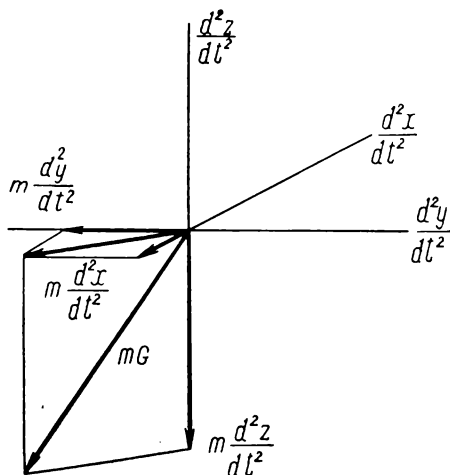


Рис. 66. Пояснение к формулам (IX.8).

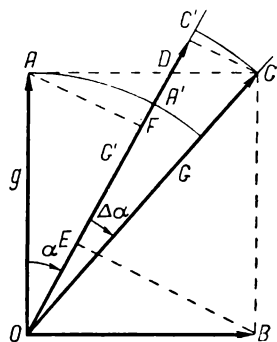


Рис. 67. Расположение векторов ускорений и наклоны для случая установки прибора на гиروطформе.

Весь вывод сделан в предположении, что прибор установлен в подвесе Кардана, следящем за мгновенной вертикалью. Если прибор находится на гиروطформе, то ось чувствительности совпадает с истинной вертикалью. В этом случае компонента силы  $G'$  (проекция на ось чувствительности) представится как сумма проекций горизонтального ускорения  $d^2x/dt^2$  и ускорения силы тяжести  $g$  на эту ось (рис. 67):

$$OD = OE + OF = OF + FD,$$

$$OE = \frac{d^2x}{dt^2} \sin \alpha \approx \frac{d^2x}{dt^2} \alpha,$$

$$OF = g \cos \alpha = g \left( 1 - \frac{\alpha^2}{2} \right),$$

т. е.

$$G' = g \cos \alpha + \frac{d^2x}{dt^2} \sin \alpha \approx g + \frac{d^2x}{dt^2} \alpha - \frac{1}{2} g \alpha^2.$$

Таким образом, измеряемая компонента  $G'$  отличается от истинной  $g$  на величину  $\frac{d^2x}{dt^2} \alpha - \frac{1}{2} g \alpha^2$ . Эти величины с обратным знаком должны быть внесены в измеряемую величину как поправка

$$\Delta g_{xa} = - \frac{d^2x}{dt^2} \alpha + \frac{1}{2} g \alpha^2. \quad (\text{IX.10})$$

Аналогично по координате  $y$

$$\Delta g_{ya} = - \frac{d^2y}{dt^2} \beta + \frac{1}{2} g \beta^2. \quad (\text{IX.11})$$

Полная поправка в случае работы на гиросплатформе

$$\Delta g = - \left( \frac{d^2x}{dt^2} \alpha + \frac{d^2y}{dt^2} \beta \right) + \frac{1}{2} g (\alpha^2 + \beta^2). \quad (\text{IX.12})$$

Переход от формулы (IX.12) к формуле (IX.9) легко осуществить, если учесть, что

$$\alpha = \frac{1}{g} \frac{d^2x}{dt^2} - \Delta \alpha. \quad (\text{IX.13})$$

Внося (IX.13) в (IX.10), получим формулу для поправки за горизонтальное возмущение по направлению  $x$

$$\begin{aligned} \Delta g_{xa} &= - \frac{d^2x}{dt^2} \left[ \frac{1}{g} \left( \frac{d^2x}{dt^2} \right) - \Delta \alpha \right] + \frac{1}{2} \left[ \frac{1}{g} \left( \frac{d^2x}{dt^2} \right) - \Delta \alpha \right]^2 g = \\ &= - \frac{1}{g} \left( \frac{d^2x}{dt^2} \right)^2 + \frac{d^2x}{dt^2} \Delta \alpha + \frac{1}{2g} \left( \frac{d^2x}{dt^2} \right)^2 - \frac{d^2x}{dt^2} \Delta \alpha + \frac{1}{2} \Delta \alpha^2 g = \\ &= - \frac{1}{2g} \left( \frac{d^2x}{dt^2} \right)^2 + \frac{1}{2} g \Delta \alpha^2. \end{aligned}$$

Аналогично можно записать формулу для вычисления поправки за возмущающие ускорения по направлению  $y$ .

### **Поправка за возмущающие ускорения и наклоны при маятниковом способе измерения силы тяжести**

Если маятниковый прибор помещен в идеальный подвес Кардана, то маятник качается всегда около мгновенной вертикали,  $\Delta \alpha = \Delta \beta = 0$  и на прибор действуют только возмущающие ускорения. В горизонтальной плоскости они соответственно (IX.9) равны

$$\Delta g_{xy} = - \frac{1}{2g} \left[ \left( \frac{d^2x}{dt^2} \right)^2 + \left( \frac{d^2y}{dt^2} \right)^2 \right]. \quad (\text{IX.14})$$

Рассмотрим еще вертикальные возмущения, вызывающие вертикальное ускорение системы  $d^2z/dt^2$ .

Период качания маятника определяется известной формулой

$$T_0 = \pi \sqrt{l/g}.$$

Напишем обратную величину периода

$$\frac{1}{T_0} = \frac{1}{\pi} \sqrt{\frac{g}{l}}. \quad (\text{XI.15})$$

Вертикальные возмущающие ускорения добавляются к силе тяжести, так как они действуют вдоль той же оси. Поэтому если при измерении силы тяжести имеют место вертикальные ускорения, формулу (IX.15) надо переписать в виде

$$\frac{1}{T} = \frac{1}{\pi} \sqrt{\frac{1}{l} \left( g + \frac{d^2 z}{dt^2} \right)}. \quad (\text{IX.16})$$

Отношение  $\frac{1}{g} \frac{d^2 z}{dt^2}$  мало, поэтому формулу (IX.16) представим рядом

$$\begin{aligned} \frac{1}{T} &= \frac{1}{\pi} \sqrt{\frac{g}{l}} \left[ 1 + \frac{1}{g} \left( \frac{d^2 z}{dt^2} \right) \right]^{1/2} = \\ &= \frac{1}{\pi} \sqrt{\frac{g}{l}} \left[ 1 + \frac{1}{2g} \left( \frac{d^2 z}{dt^2} \right) - \frac{1}{8g^2} \left( \frac{d^2 z}{dt^2} \right)^2 + \dots \right] = 0 \end{aligned}$$

или

$$\frac{1}{T} = \frac{1}{T_0} \left[ 1 + \frac{1}{2g} \left( \frac{d^2 z}{dt^2} \right) - \frac{1}{8g^2} \left( \frac{d^2 z}{dt^2} \right)^2 \right]. \quad (\text{IX.17})$$

Это выражение можно записать в виде

$$\frac{T}{T_0} = 1 - \frac{1}{2g} \left( \frac{d^2 z}{dt^2} \right) + \frac{1}{8g^2} \left( \frac{d^2 z}{dt^2} \right)^2. \quad (\text{IX.18})$$

При определении периода из большого числа колебаний за большой интервал времени среднее значение члена  $d^2 z/dt^2$  обращается в нуль, так что формула (IX.18) примет вид

$$\frac{T}{T_0} = 1 + \frac{1}{8g^2} \left( \frac{d^2 z}{dt^2} \right)^2$$

или

$$\frac{T - T_0}{T} = \frac{1}{8g^2} \left( \frac{d^2 z}{dt^2} \right)^2. \quad (\text{IX.19})$$

Отношение периодов связано с силой тяжести соотношением

$$\frac{T - T_0}{T} = -\frac{1}{2} \frac{g - g_0}{g_0}$$

или

$$g_0 - g = \frac{2g}{T} (T - T_0). \quad (\text{IX.20})$$



Внося значения отношения периодов из (IX.19) в (IX.20), получим

$$g - g_0 = 2g \frac{1}{8g^2} \left( \frac{d^2 z}{dt^2} \right)^2$$

или

$$\Delta g_z = \frac{1}{4g} \left( \frac{d^2 z}{dt^2} \right)^2. \quad (\text{IX.21})$$

Это поправка Броуна за вертикальные ускорения. Полная поправка Броуна за возмущающие ускорения для маятникового прибора будет

$$\Delta g_{xyz} = -\frac{1}{2g} \left[ \left( \frac{d^2 x}{dt^2} \right)^2 + \left( \frac{d^2 y}{dt^2} \right)^2 \right] + \frac{1}{4g} \left( \frac{d^2 z}{dt^2} \right)^2. \quad (\text{IX.22})$$

Кроме этой поправки, вводится поправка за наклон, которая равна

$$\Delta g_K = \frac{1}{4} \beta_{0K}^2 g \left( 1 - 2 \frac{\omega_K^2}{\omega_0^2} \right), \quad (\text{IX.23})$$

где  $\beta_{0K}$  — амплитуда колебаний подвеса Кардана;  $\omega_K$  — частота подвеса Кардана;  $\omega_0$  — частота колебания маятника.

### Поправка Этвеша

Кроме возмущающих ускорений и наклонов гравиметрические наблюдения на движущейся подставке искажаются всегда дополнительным центробежным ускорением, возникающим за счет движения корабля. Если судно идет вдоль меридиана на север или юг, этого дополнительного влияния не будет. Однако при движении с запада на восток или с востока на запад происходит в первом случае увеличение центробежной силы, во втором — уменьшение, поскольку скорость судна в первом случае добавляется к скорости вращения Земли, во втором — вычитается.

Центробежная сила равна

$$F = m \frac{v^2}{R}.$$

Полагая массу  $m = 1$ ,

$$F = v^2/R, \quad (\text{IX.24})$$

где  $v$  — скорость вращения Земли на экваторе;  $R$  — радиус Земли.

При наличии скорости корабля в восточном направлении  $v_E$  формула (IX.24) будет иметь вид

$$F = \frac{(v + v_E)^2}{R} = \frac{v^2}{R} + 2 \frac{v}{R} v_E.$$

Величиной  $\frac{v^2}{R}$  пренебрегаем как малой, тогда поправка будет:

$$F - F_0 = \Delta g = 2 \frac{v}{R} v_E. \quad (\text{IX.25})$$

Эта величина должна быть трансформирована к любой широте  $B$ , где центробежная сила меньше в  $\cos B$  раз. Поэтому формула (IX.25) в общем случае должна иметь вид

$$\Delta g = 2 \frac{v}{R} v_E \cos B.$$

Если судно идет не в восточном направлении, добавочная сила уменьшится в  $\sin A$  раз, где  $A$  — азимут, который отсчитывается от севера по часовой стрелке.

$$\Delta g = 2 \frac{v}{R} v_c \cos B \sin A \quad (\text{IX.26})$$

или, вводя числовые величины  $\frac{v}{R} = \frac{2\pi}{86164}$  (86164 — число секунд в звездных сутках),

$$\Delta g = 7,5 v_c \sin A \cos B \text{ мгл}, \quad (\text{IX.27})$$

где  $v_c$  — скорость судна в узлах.

Эта формула достаточно точна для скорости корабля до 20 узлов. В этом случае максимальная поправка Этвеша будет иметь значение 150 мгл.

#### § 4 ПРИМЕНЕНИЕ МАЯТНИКОВЫХ ПРИБОРОВ ПРИ МОРСКИХ ИЗМЕРЕНИЯХ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

Приборы для морских измерений силы тяжести чаще всего делаются трехмаятниковыми. Три маятника располагаются в одной плоскости. Регистрирующее устройство сделано так, чтобы луч света отражался последовательно от двух маятников: среднего и одного крайнего, образуя таким образом фиктивный маятник. Наличие трех маятников позволяет образовать два фиктивных маятника. Крайним маятникам задаются противоположные амплитуды, средний висит неподвижно. На фотограмме получают запись двух фиктивных маятников и одного действительного (среднего). Последняя запись действительного маятника необходима для введения поправок за амплитуду и неизохронность.

Весь прибор помещается в подвес Кардана или устанавливается на гиросtabilизированную платформу так, чтобы плоскость качания маятников располагалась по диаметральной плоскости корабля. Современные маятниковые приборы снабжены специальными устройствами, так называемыми акселерометрами, для измерения возмущающих ускорений. При работе на подводных лодках при достаточных погружениях (80—100 м) поправок за возмущающие ускорения вводить практически не приходится. Точность морских определений на подводных лодках составляет  $\pm(1,5-2,5)$  мгл. На надводных кораблях удается измерения производить лишь при спокойном море или очень незначительном волнении (до 2—3 баллов) и при соблюдении некоторых других предосторожностей. В таких условиях

точность определения силы тяжести на кораблях  $\pm(5-10)$  мгл. Наблюдения на морском пункте продолжаются 30 мин.

Маятниковые приборы широко применяются в морских гравиметрических экспедициях. Опыт работ последних лет показал целесообразность введения методики комбинированных работ с маятниковыми приборами и гравиметрами. Наблюдения с маятниковым прибором служат опорными для гравиметровых определений. Между опорными пунктами можно вести густую гравиметрическую съемку.

## **§ 5. ПРИМЕНЕНИЕ ГРАВИМЕТРОВ ПРИ МОРСКИХ ИЗМЕРЕНИЯХ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ**

Успехи в теории гравиметров и в технике измерений привели к тому, что последнее время гравиметры стали широко применяться при изучении гравитационного поля океана. Одновременно начали приспособлять гравиметры для работы на самолетах. Гравиметры обладают рядом преимуществ перед маятниками. Например, они менее чувствительны к вибрациям. В то же время смещение нуля пункта системы со временем, так называемый вековой ход, не позволяет работать одними гравиметрами в длительных рейсах. Поэтому методика работы с гравиметром состоит, как и на суше, в частых наблюдениях на опорных пунктах. Такими пунктами могут служить причальные пункты с известной силой тяжести или пункты, на которых одновременно осуществляются наблюдения с маятниковыми приборами и гравиметрами.

При создании гравиметров для работы на море возникают те же трудности, что и для морских маятниковых приборов, и в первую очередь необходимость преодоления возмущающих ускорений. Поэтому морские гравиметры, так же как и маятники, проще всего приспособить для наблюдений на подводных лодках, где ускорения качки малы. Современные гравиметры позволяют определять силу тяжести на подводных лодках с точностью  $\pm 1$  мгл. На надводных судах эта точность падает до  $\pm(5-8)$  мгл.

Рассмотрим некоторые типы морских гравиметров. Первым в нашей стране был разработан и построен К. Е. Веселовым сильно затухенный морской гравиметр СЗ-ВНИИГеофизика. Его успешное применение на корабле было осуществлено автором книги в 1956 г. на дизель-электроходе «Обь» в Антарктическом плавании.

### **Сильно затухенный кварцевый гравиметр СЗ**

Кварцевая система схожа с кварцевой системой гравиметра Норгард, однако отличается от нее наличием сильного демпфирования. Система состоит из кварцевой нити диаметром 60—70 мк, натянутой на кварцевую рамку. Один конец нити приварен к рамке, другой приварен к стержню, могущему поворачиваться в специальной вилке. Путем поворота этого стержня перестраивается диапазон

измерения. В средней части нити имеется утолщение, к которому приварен маятник, имеющий форму пластины. Верхняя часть этой пластины является зеркалом. Рядом с маятником расположено неподвижное зеркало, прикрепленное к рамке системы. Луч света от осветителя падает на оба зеркала и отражается в поле зрения микроскопа, создавая в поле зрения две системы штрихов — неподвижную, отраженную от зеркала рамки, и подвижную, отраженную от зеркала маятника. Отклонение подвижного штриха от неподвижного характеризует изменения закручивания нити под действием силы тяжести. Поворот рамки, необходимой для совмещения штрихов, служит мерой изменения силы тяжести.

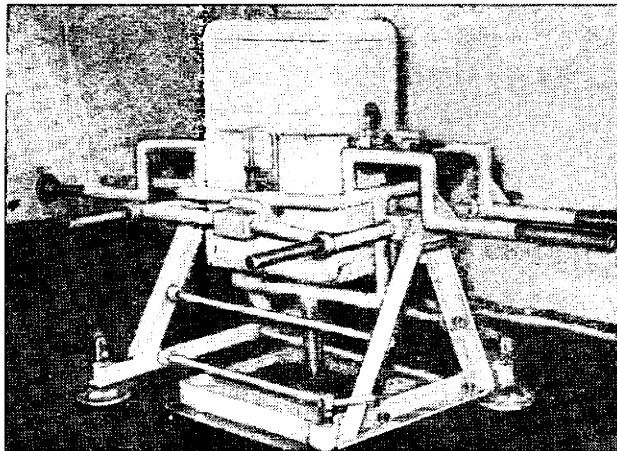


Рис. 68. Гравиметр в подвесе Кардана.

Кварцевая система помещена в специальное масло, осуществляющее температурную компенсацию и демпфирование.

Демпфирование системы осуществляется при помощи кварцевой пластины площадью  $1,5\text{--}2\text{ см}^2$ , приваренной к маятнику прибора и колеблющейся вместе с ним. Эта пластина размещена между двумя металлическими неподвижными пластинами с зазором около  $0,6\text{ мм}$ . При уменьшении зазора между маятником и демпфирующей пластиной степень демпфирования увеличивается обратно пропорционально кубу расстояния. Прибор оборудован фоторегистрацией. Изображения световых индексов при помощи цилиндрических линз собираются в точку и через объектив фокусируются на движущейся фотобумаге. В результате на фотобумаге получается график изменения силы тяжести по мере движения судна. Для уменьшения наклонов прибор помещен в подвес Кардана или на гиropлатформу. На рис. 68 приведен общий вид установленного на корабле гравиметра. В нерабочем положении подвес Кардана обязательно арре-

тируется. Подвес Кардана имеет жидкостное демпфирование обеих подвижных рам.

Перед работой затухшие гравиметры обязательно эталонируются по пунктам с известным значением силы тяжести и определяются их температурные коэффициенты. Эти операции производятся обычными методами (см. гл. VI). Однако следует иметь в виду, что шкала гравиметра СЗ не линейна, так как здесь не применяется метод нулевого отсчета, и поэтому для обработки должны использоваться квадратической или даже кубической формулой вида

$$\Delta g: ax + bx^2 + cx^3,$$

где  $a$ ,  $b$ ,  $c$  — линейный, квадратичный и кубический коэффициенты эталонирования. Для их определения эталонирование должно проводиться по четырем пунктам с известной силой тяжести. Пренебрежение этим обстоятельством может привести к систематическим ошибкам до 10—20 мгл при изменениях силы тяжести на 1000 мгл.

При наблюдениях на подводной лодке такой гравиметр обеспечивает точность измерений  $\pm(1-2)$  мгл. На надводном корабле точность  $\pm(7-8)$  мгл.

### Морской гравиметр Аэрогравиметрической Лаборатории Института Физики Земли АН СССР

Гравиметр Аэрогравиметрической Лаборатории (ГАЛ) разработан и построен под руководством Е. И. Попова в Институте Физики Земли АН СССР. В основу положена идея К. Е. Веселова сильно-демпфированного гравиметра. Упругая система гравиметра состоит из двух кварцевых систем (рис. 69). На кварцевых рамках 1 натянута кварцевые нити 2, к которым приварены маятники 4. Нити закручены так, чтобы оба маятника были расположены близко к горизонтальному положению и направлены в противоположные стороны. На маятниках имеются зеркала 3, плоскости которых расположены близко к горизонту. При изменении силы тяжести будет изменяться момент обоих маятников и они будут или больше закручивать нить и опускаться (при увеличении силы тяжести) или раскручивать ее и подниматься (при уменьшении силы тяжести). Обозначим через  $\beta$  угол между маятниками, так называемый угол раствора. Его изменения будут мерой изменения силы тяжести. Оптическая система гравиметра устроена таким образом, что позволяет записывать изменения угла раствора на фотобумагу. При этом гравиметр делает непрерывную запись силы тяжести. Схема осветителя и регистратора видна на рис. 69. Луч света от осветителя 5 падает на алюминированную призму 6, на которой прорезаны штрихи отсчетной сетки. От призмы 6 свет отражается в зеркалах обоих маятников и идет на цилиндрическую призму 7, которой стягивается в точки, попадающие уже на барабан 8 с фотобумагой. На фотобумаге получается изображение двух систем точек от обоих маятников.

Расстояние между точками зависит от угла раствора маятников. При измерении силы тяжести барабан с фотобумагой вращается и на бумаге пишутся системы линий, расстояния между которыми служат мерой изменения силы тяжести.

Для ослабления температурных влияний прибор помещен в термостат. Кварцевая система помещена в жидкость, которая служит одновременно и температурным компенсатором по принципу, используемому в гравиметрах Норгард, и демпфером. Система имеет специальные демпферные пластины, при помощи которых отфильтровываются короткопериодические возмущения. Гравиметр помещен на гиropлатформе. Кроме того, он снабжен регистратором наклонов. Точность гравиметра при умеренных волнениях  $\pm (5-7)$  мгл.

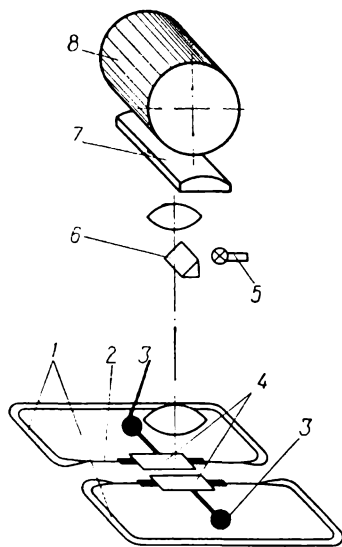


Рис. 69. Схема гравиметра ГАЛ.

1 — рамки; 2 — кварцевые нити; 3 — маятники; 4 — зеркала; 5 — осветитель; 6, 7 — призмы; 8 — барабан.

щает микровинт, соединенный с кварцевой пружиной. нижний конец которой связан с маятником упругой системы. Вращение мотора происходит до тех пор, пока маятник с помощью кварцевой пружины не возвратится в исходное положение. Таким образом, система маятник — фотопреобразователь — микровинт — пружина — маятник образует замкнутую систему с отрицательной обратной связью, с помощью которой осуществляется компенсация изменения силы тяжести, в том числе и вызванной возмущающими ускорениями.

Для подавления возникающих в таких системах автоколебаний и для улучшения динамических качеств гравиметра система обладает специальным корректирующим устройством, состоящим в том, что при вращении микровинта поршень, связанный с ним, перегоняет жидкость в коробке упругой системы так, что ее поток воздействует

### Автоматизированный напорный гравиметр АНГ

Этот гравиметр, предназначенный для морских измерений силы тяжести, разработан и построен в гравиметрическом отделе ГАИШ. Он основан на том же принципе, что и гравиметр СЗ, однако принципиально отличается от него нулевой системой отсчета и автоматическим сохранением необходимого угла закручивания системы при наличии возмущающих ускорений. При отклонении маятника от горизонтального положения в фотооптическом преобразователе возникает электрический сигнал, который с помощью усилителя приводит во вращение мотор обратной связи. Этот мотор через редуктор вра-

на маятник системы. Это воздействие пропорционально скорости сигнала рассогласования системы, в силу чего как бы снимается инерционность маятника, продолжающего в противном случае перемещаться в принятом направлении уже после того, как возмущающее ускорение силы тяжести изменило знак. Это устройство, разработанное В. А. Гладуном, позволило решить проблему устранения автоколебаний и повысить точность работы прибора при значительной качке корабля.

Гравиметр снабжен системой автоматической записи силы тяжести в продолжение всего рейса, а также имеет выход в виде электрического сигнала, легко преобразуемого в цифровой код для непосредственной передачи на электронную цифровую вычислительную машину. С гравиметром АНГ получено около 12 тысяч миль непрерывных записей силы тяжести в открытом океане. Средняя квадратическая ошибка одного определения составляет  $\pm 2,5$  мгл при различных метеорологических условиях и волнении до 5 баллов. Прибор имеет гиросtabilизаторы, непосредственно связанные с рамой гравиметра.

### Гравиметр ТГГ

Институтом Физики Земли АН СССР совместно с Тульским политехническим институтом разработан гравиметр для измерения силы тяжести на море, также основанный на принципе кварцевой крутильной системы типа Норгард. Гравиметр имеет оптическую систему отсчетов, а также выход для автоматической системы отсчетов.

Прибор снабжен гиросtabilизатором, состоящим из четырех гиromоторов, связанных с корпусом и удерживающих гравиметр в вертикальном положении. Точность измерений с таким гравиметром при качке до 4—5 баллов составляет  $\pm (3-4)$  мгл.

### Морской гравиметр Лакоста-Ромберг

Упругая система гравиметра Лакоста-Ромберг сделана по типу горизонтального маятника Голицына. Схема устройства гравиметра приведена на рис. 70. Маятник 4, подвешенный на пятах, удерживается в горизонтальном положении главной пружиной 3 нулевой длины, изготовленной из специального сплава типа элинвар. Верхним концом пружина связана с отсчетным микрометром, с помощью которого маятник приводится в нулевое положение. Таким образом, в гравиметре применена нулевая система отсчетов, обеспечивающая линейность шкалы. Система имеет боковые амортизационные пружины 1, крепящиеся одним концом к корпусу прибора, другим — к маятнику. Они удерживают маятник от боковых смещений. Прибор имеет барокомпенсатор 2 и термостат. Маятник имеет воздушный демпфер 5. Кроме того, колебания маятника ограничиваются специальными ограничителями. При этом демпфирование подбирается таким, чтобы при возмущениях до 100 гл маятник не ударялся об

ограничители. В нерабочем положении система арретируется. Для регистрации перемещений маятника используется фотоэлектрическое устройство. Луч света отражается от зеркала маятника и падает на фотоэлемент, дающий сигнал на отсчетное устройство. Такая система отсчетов обеспечивает возможность дистанционного управления. Сигнал от фотоэлемента поступает на осредняющее устройство и осредненный результат записывается самописцем. Кроме того, на этот же самописец подаются сигналы, фиксирующие перемещения микрометрического винта.

На рис. 71 показана схема установки гравиметра. Прибор помещен в специальный подвес Кардана. Он состоит из сферического

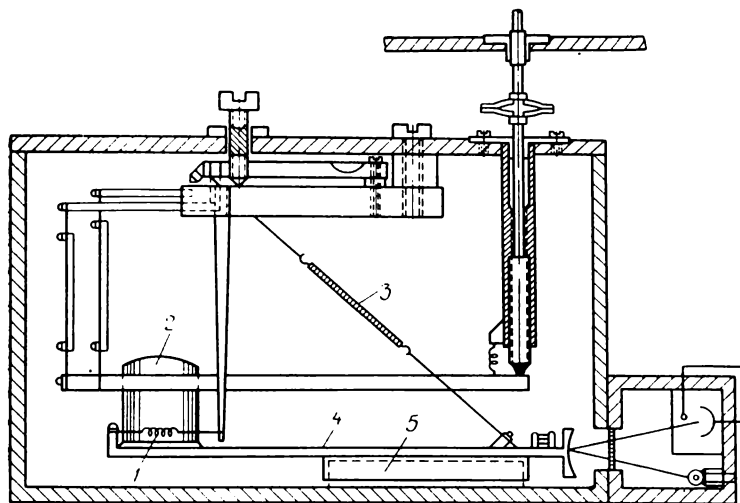


Рис. 70. Схема устройства морского гравиметра Лакоста-Ромберга.

1 — амортизационные пружины; 2 — барокомпенсатор; 3 — главная пружина; 4 — маятник; 5 — демпфер.

корпуса А, в котором располагается сам прибор. Этот корпус с помощью стержня 1 скрепляется с двойным подвесом Кардана. Вся система может совершать свободные колебания около точки О, т. е. в нижнем подвесе Кардана. Период собственных колебаний, образованный подвесом Кардана с гравиметром маятника, составляет приблизительно 1 с. На верхнем конце стержня 1 закреплена пластина 2, на которой на трех точках устанавливается горизонтальная платформа 3 вместе с датчиком наклонов (двух длиннопериодных маятников ДМ с периодами 60—100 с). Горизонтальная платформа 3 все время удерживается в горизонтальной плоскости, несмотря на колебания пластины 2 при помощи сервомоторов 4, которые, срабатывая от медленных маятников, ввинчивают или вывинчивают стержни 5 и, таким образом, предотвращают воздействие пластины 2 на медленные маятники. Обороты сервомоторов преобразуются в элек-



трические напряжения, которые снимаются с потенциометров 6, ползунки которых жестко связаны с валом сервомоторов. Таким образом, эти напряжения пропорциональны углам наклонов  $\theta$  подвеса Кардана, вызванных горизонтальными ускорениями или собственными колебаниями. После усиления этот сигнал поступает на вход фазосдвигающего звена. Параметры электрической схемы

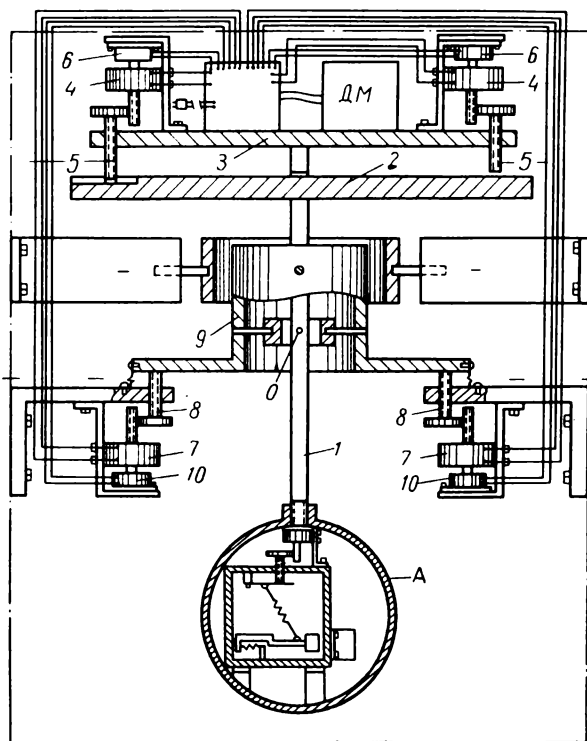


Рис. 71. Схема установки гравиметра Лакоста-Ромберга.

этого звена подобраны так, что производится сдвиг сигнала по фазе на  $90^\circ$  относительно собственных колебаний системы. Сдвинутый по фазе и обратный по знаку сигнал поступает на моторы 7, которые, срабатывая при помощи стержней 8, поднимают или опускают внутреннее кольцо 9 верхнего подвеса Кардана, приводя, таким образом, к горизонтальным перемещениям точку O подвеса Кардана. Работа моторов 7 происходит до тех пор, пока напряжение, снимаемое с потенциометров 10, соединенных с моторами 7, не компенсирует электрический сигнал, поступающий на вход этих моторов. Так осуществляется компенсация собственных колебаний системы и регистрация горизонтальных ускорений в двух плоскостях.

Конструкция прибора осуществлена так, что в показания его должна вноситься лишь поправка за наклоны  $g \frac{\theta^2}{2}$ . Эта поправка вносится в прибор автоматически. Значения  $\theta$  в электрических величинах снимаются с потенциометров 7 и поступают в счетно-решающее устройство, в котором подсчитывается поправка и подается на микрометричное устройство, где посредством редуктора вычитается из отсчетов гравиметра. Таким образом осуществляется непрерывная запись отсчетов приборов, свободных от горизонтальных возмущений. Гравиметр Лакоста-Ромберг позволяет получать доброкачественные наблюдения даже при значительных волнениях. При умеренном волнении точность получаемых с ним значений силы тяжести следует считать равной  $\pm(2-3)$  мгл.

### Морской гравиметр Аскания GS

Морские гравиметры Графа GS-2 и GSS-2 имеют то же принципиальное устройство, что и гравиметр сухопутный GS-1. Схема морского гравиметра GS представлена на рис. 72. Упругая система гравиметра состоит из маятника 8, поддерживаемого в положении,

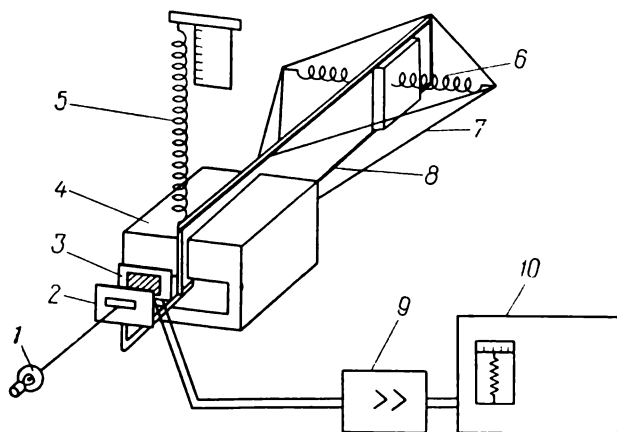


Рис. 72. Схема морского гравиметра Аскания GS.

1 — осветитель; 2 — щель; 3 — фотоэлемент; 4 — магнит; 5, 6 — пружины; 7 — металлические нити; 8 — маятник; 9 — усилитель постоянного тока; 10 — самописец.

близком к горизонтальному, двумя горизонтальными винтовыми пружинами 6. Оси этих пружин совпадают с осью вращения маятника. Движение маятника происходит только около этой оси. Для устранения всех иных перемещений к маятнику присоединены восемь тонких металлических нитей 7. Колебания маятника демпфируются магнитом 4. Этот демпфер уменьшает амплитуду синусоидальных возмущений в 340 раз. Гравиметр имеет нулевую систему отсчета.

Маятник приводится всегда в одно и то же положение микрометрическим винтом и дополнительной пружиной 5. Положение индекса прибора устанавливается системой фотоэлементов. На переднем конце маятника имеется щель 2, через которую свет от осветителя *I*

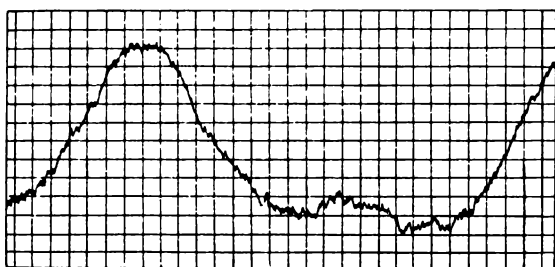
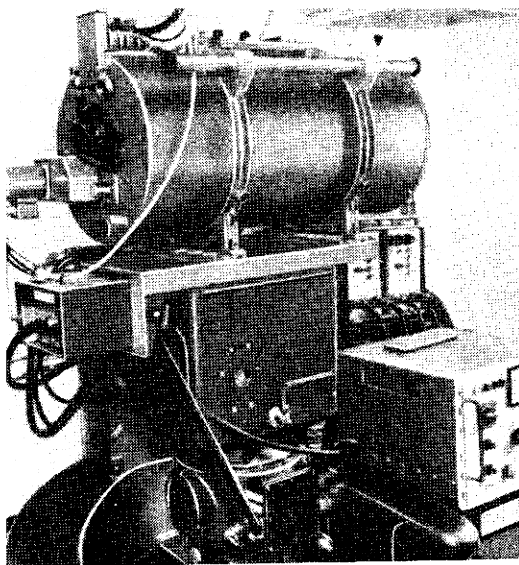


Рис. 73. Общий вид морского гравиметра Аска-ния GS и график записи сигнала.

падает на два фотоэлемента, соединенных с дифференциальной электрической схемой. Величина и знак возникающего в цепи фотоэлементов тока зависит от положения маятника относительно некоторой нулевой точки. На выходе фотоэлементов стоит усилитель постоянного тока с электрическим фильтром (сопротивление — емкость). При помощи этого фильтра осуществляется дополнительное демпфирование колебаний системы. Этот фильтр уменьшает

вертикальные возмущения с периодом 6 с еще в 540 раз, так что общее уменьшение оказывается равным 186 000. Таким образом, сигнал с амплитудой 100 гл записывается после демпфирования с амплитудой приблизительно в 0,5 мгл. Колебания маятника записываются самописцем 10. При этом регистрируется также отклонение среднего положения маятника от некоторого нулевого, соответствующего установленному положению микрометра. Запись ведется на движущуюся фотобумагу и может производиться непрерывно в течение рейса.

Прибор установлен на гироплатформе для устранения наклонов системы. Он снабжен двумя горизонтальными акселерометрами и медленными маятниками для введения поправок за ускорение и наклоны. Гравиметр позволяет измерять силу тяжести с точностью в  $\pm(1-3)$  мгл при волнении моря, вызывающем ускорения до 100 гл.

Статическая точность гравиметра  $\pm 0,1$  мгл. Диапазон измерения без перестройки составляет 5 гл. Общий вид гравиметра и график записи представлены на рис. 73.

*Часть третья*

***МЕТОДИКА ГРАВИМЕТРИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ***

*Глава X. Мировая гравиметрическая сеть*

*Глава XI. Методика гравиметрической съемки и обработка  
результатов измерений*

## **МИРОВАЯ ГРАВИМЕТРИЧЕСКАЯ СЕТЬ**

### **§ 1. СОСТОЯНИЕ МИРОВОЙ ГРАВИМЕТРИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ. СЕТЬ ИСХОДНЫХ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ ПУНКТОВ**

Когда мы говорим о мировой гравиметрической съемке, то, конечно, не имеем в виду однородную, увязанную между собой и построенную по одному плану мировую сеть гравиметрических пунктов. Гравиметрические определения велись и ведутся в рамках отдельных государств, чем и объясняется их неоднородный характер. Однако тенденция выхода за национальные рамки и унификация мировых гравиметрических определений наблюдалась всегда и приняла особенно четкий характер за последние десятилетия.

К настоящему времени выполнены большие работы по созданию мировой опорной гравиметрической сети. Осуществлены многократные связи между континентами. Большое внимание уделяется связям между пунктами абсолютных определений.

Большинство гравиметрических измерений, произведенных во всем мире, являются относительными. Каждое государство имеет один или несколько пунктов, которые служат исходными для всех остальных гравиметрических измерений данной страны. Эти национальные гравиметрические исходные пункты во всем мире образуют сеть пунктов, гравиметрически связанных между собой. Один из этих пунктов — маятниковый зал Геодезического института в Потсдаме выбран в качестве мирового фундаментального опорного пункта для всех гравиметрических определений, т. е. все гравиметрические определения мира отнесены к фундаментальному абсолютному пункту в Потсдаме и, таким образом, выражены в потсдамской системе.

Между различными национальными исходными пунктами выполнено множество гравиметрических связей, но лишь немногие из них непосредственно связаны с Потсдамом. В 1962 г. на собрании Международной гравиметрической комиссии принято решение о производстве дополнительных определений для уточнения связей национальных исходных пунктов с Потсдамом. К настоящему времени накоплен обширный гравиметрический материал, представляющий

## Мировые опорные гравиметрические пункты

Место	Широта	Долгота	Высота над уровнем моря, м	g, мгл	Средняя квадрантная ошибка, мгл
Аккра . . . . .	5°37'N	0°12'W	—	978105,5	± 0,44
Алжир . . . . .	36°48'05"N	03°02'15"E	348	979991,3	± 0,25
Анкоридж . . . . .	61°15'23"N	149°49'41"W	48,06	981940,3	± 0,14
Антофагаста . . . . .	23°38'06"S	70°24'0"W	18,00	978902,1	± 0,17
Асмара . . . . .	15°19'72"N	38°56'08"E	—	977819,8	± 0,27
Афины . . . . .	37°54'5"N	23°43'7"E	18,90	980059,2	± 0,17
Азорские о-ва . . . . .	38°45'2"N	27°05'6"W	54,86	980176,4	± 0,17
Бад-Харцбург . . . . .	51°52'91"N	10°34'07"E	215,19	981180,1	± 0,15
Бейрут . . . . .	33°52'94"N	35°30'67"E	52,95	979691,0	± 0,17
Белен . . . . .	1°23'S	48°29'W	10,70	978036,2	± 0,17
Будё . . . . .	67°16'78"N	14°23'72"E	13,37	982386,9	± 0,14
Богота . . . . .	4°38'5"N	74°03'9"W	2591,80	977404,3	± 0,17
Брисбен . . . . .	27°30'0"S	153°00'8"E	25,00	979169,1	± 0,18
Буэнос-Айрес . . . . .	34°34'4"S	58°31'1"W	8,80	979704,3	± 0,17
Булавайо . . . . .	20°07'7"S	28°37'0"E	1365,50	978291,0	± 0,31
Кэрнс . . . . .	16°53'0"S	145°45'0"E	2,70	978499,5	± 0,18
Каир . . . . .	29°53'N	31°20'E	—	979291,5	± 0,19
Кембридж . . . . .	52°12'88"N	0°05'77"W	25,15	981268,3	± 0,20
Каракас . . . . .	10°30'N	66°56'W	1042,00	978039,2	± 0,17
Катания . . . . .	37°30'3"N	15°04'8"E	42,10	980046,5	± 0,16
Тиба . . . . .	35°38'0"N	140°06'5"E	20,90	979789,3	± 0,17
Титосе . . . . .	42°47'N	141°41'E	22,00	980440,5	± 0,17
Крейсгерг . . . . .	43°31'77"S	172°37'18"E	6,70	980508,8	± 0,17
Коломбо . . . . .	06°49'0"N	79°53'1"E	6,70	978132,1	± 0,19
Копенгаген . . . . .	55°44'58"N	12°30'20"E	43,97	981557,6	± 0,14
Дарвин . . . . .	12°20'S	130°50'E	22,70	978314,2	± 0,19
Эдинбург . . . . .	55°55'41"N	03°07'60"W	129,40	981583,6	± 0,15
Этна . . . . .	37°40'6"N	14°58'9"E	1410	979725,0	± 0,17
Фербенкс . . . . .	64°51'50"N	147°49'25"W	157,10	982246,2	± 0,16
Франкфурт . . . . .	50°04'75"N	8°31'28"E	95,73	981060,6	± 0,15
Гандер . . . . .	48°56'83"N	54°34'33"W	140,21	980958,4	± 0,16
Женева . . . . .	46°11'50"N	6°08'05"E	372,50	980580,8	± 0,16
Гаммерфест . . . . .	70°39'72"N	23°41'10"E	15,60	982632,4	± 0,14
Хейстингс . . . . .	39°39'15"S	176°45'97"E	19,50	980089,8	± 0,17
Хельсинки . . . . .	60°10'53"N	24°57'43"E	20,52	981915,2	± 0,14
Гонконг . . . . .	22°16'N	114°11'E	—	978766,4	± 0,19
Гонолулу . . . . .	22°20'2"N	157°52'4"W	—	978952,0	± 0,17
Иоганненсбург . . . . .	26°11'5"S	28°01'8"E	1755,0	978549,4	± 0,30
Карачи . . . . .	24°54'1"N	67°09'6"E	24,69	978961,3	± 0,18
Хартум . . . . .	15°36'5"N	32°31'8"E	379,90	978303,4	± 0,14
Кодьяк . . . . .	57°44'5"N	152°30'3"W	11,40	981747,3	± 0,14
Киото . . . . .	35°01'6"N	135°47'2"E	60,82	979720,7	± 0,17
Ла Пас . . . . .	16°30'67"S	68°07'53"W	3518,90	977466,6	± 0,17
Леопольдвилль . . . . .	4°22'1"S	15°15'3"E	450	977914,1	± 0,38
Лима . . . . .	12°08'S	77°01'W	131,20	978282,9	± 0,17
Лиссабон . . . . .	38°42'60"N	9°09'60"W	75,10	980090,7	± 0,18
Лоуэр-Хатт . . . . .	41°14'20"S	174°55'03"E	3	980293,7	± 0,17
Лусака . . . . .	15°24'09"S	28°20'1"E	1270	978054,0	± 0,30
Мадисон . . . . .	43°4'6"N	89°24'0"W	270,00	980368,7	± 0,16

Место	Широта	Долгота	Высота над уровнем моря, м	g, мгл	Средняя ква- дратическая ошибка, мгл
Мадрид . . . . .	40°24'50"N	3°41'24"W	655,40	979981,6	± 0,17
Манила . . . . .	15°11'0"N	120°32'9"E	170,40	978396,2	± 0,19
Мельбурн . . . . .	37°47'2"S	144°53'5"E	34,70	979979,4	± 0,19
Мехико . . . . .	19°20'02"N	99°10'90"W	2268,50	977941,4	± 0,16
Милан . . . . .	45°28'7"N	9°13'7"E	115,70	980565,1	± 0,16
Монреаль . . . . .	45°27'5"N	73°45'5"W	29,57	980643,7	± 0,16
Мюнхен . . . . .	48°10'00"N	11°30'33"E	511,00	980743,9	± 0,16
Найроби . . . . .	1°14'92"S	36°51'40"E	1636,10	977540,4	± 0,32
Нью-Дели . . . . .	28°37'N	77°13'E	213,66	979136,0	± 0,18
Нью-Йорк . . . . .	40°38'6"N	73°47'0"W	4,57	980227,4	± 0,16
Окинава . . . . .	26°22'N	127°41'E	—	979125,9	± 0,18
Осло . . . . .	59°55'12"N	10°46'62"E	30,59	981927,2	± 0,14
Оттава . . . . .	45°23'63"N	75°42'94"W	82,81	980620,6	± 0,16
Панама . . . . .	8°58'N	79°34'W	7	978241,3	± 0,17
Париж . . . . .	48°49'75"N	2°13'23"E	65,93	980940,3	± 0,16
Барроу . . . . .	71°19'6"N	156°40'6"W	3,40	982699,3	± 0,16
Потсдам . . . . .	52°22'86"N	13°04'06"E	86,24	981274,0	—
Претория . . . . .	25°45'1"S	28°11'4"E	1337,10	978629,3	± 0,31
Кито . . . . .	0°12'97"S	78°29'95"W	2815,05	977278,2	± 0,17
Рейкьявик . . . . .	64°08'3"N	21°57'1"W	8	982278,7	± 0,14
Рио-де-Жанейро . . . . .	22°53'70"S	43°13'37"W	29,0	978803,8	± 0,17
Рокка-ди-Папа . . . . .	41°45'5"N	12°43'E	757	980193,1	± 0,16
Рим . . . . .	41°54'2"N	12°30'8"E	45	980363,8	± 0,16
О. Росса . . . . .	77°53'11"S	166°45'30"E	12,09	982992,2	± 0,18
Салисбурн . . . . .	17°50'0"S	31°01'0"E	1471,60	978148,2	± 0,31
Сан Франциско . . . . .	37°46'N	122°28'W	—	979986,2	± 0,17
Сантьяго . . . . .	33°27'09"S	70°39'82"W	541,33	979428,4	± 0,17
Сизтл . . . . .	47°40'N	122°18'W	—	980739,3	± 0,16
Сингапур . . . . .	1°19'1"N	103°49'1"E	19,20	978081,4	± 0,19
Сидней . . . . .	33°53'4"S	151°11'4"E	29,60	979685,9	± 0,18
Теддингтон . . . . .	51°25'23"N	0°20'36"W	9,24	981196,2	± 0,16
Токио . . . . .	35°42'6"N	139°46'0"E	17,99	979800,7	± 0,17
Тоунсвилл . . . . .	19°15'73"S	146°46'07"E	4,90	978623,4	± 0,18
Триполи . . . . .	32°53'5"N	13°17'1"E	10,97	979587,2	± 0,19
Умнат . . . . .	69°22'1"N	152°08'7"W	107,30	982543,5	± 0,16
Виктория-Фолс . . . . .	17°56'6"S	25°51'0"E	955,50	978231,2	± 0,31
Вашингтон . . . . .	38°53'6"N	77°02'0"W	0,21	980118,9	± 0,16

большой интерес для геологов и геодезистов, однако его необходимо привести в единую систему с предельной точностью. Поэтому до завершения работ по уточнению связей национальных исходных пунктов с Потсдамом и окончательной обработки всех материалов У. А. Уотила (США) выполнено предварительное уравнивание сети национальных исходных пунктов. Эта сеть включает 100 пунктов. В уравнивание включено 88 пунктов, для которых имелось 500 измерений разностей силы тяжести. Уравненные значения национальных исходных гравиметрических пунктов и их средние



квадратические ошибки приведены в табл. 20. Ошибки получены непосредственно при уравнивании сети методом наименьших квадратов. Они не превышают  $\pm 0,45$  мгл, но следует иметь в виду, что эти данные предварительные.

На рис. 74 приведена схема основных опорных гравиметрических пунктов мира.

Гравиметрические съемки можно разделить на два принципиально различных типа: общие разреженные съемки (будем называть их геодезическими), покрывающие редкой сетью территории целых государств, и разведочные, проводящиеся обычно на малых территориях, но с высокой степенью детальности. Гравиметрические определения на океанах очень редки и носят маршрутный характер. Вследствие этого гравиметрическая изученность мира весьма неравномерна. Отдельные страны и территории имеют густую гравиметрическую сеть. Хорошо изучены гравиметрически Европа, Северная Америка, Австралия и отдельные территории Южной Америки и Африки. Имеют разреженную и неравномерную съемку Африка, Южная Америка, значительные территории Азии.

В настоящее время проводятся гравиметрические съемки в экстерриториальных областях мирового океана в Арктике и Антарктиде.

На территории Советского Союза при помощи гравиметров, перевозимых на самолетах, создана под руководством Ю. Д. Буланже сеть высокоточных опорных пунктов. Им разработана методика построения таких сетей. Для уточнения масштаба измерения при создании опорной сети применяются современные маятниковые приборы, обеспечивающие точность измерения  $\pm 0,1$  мгл. Эта сеть служит основой для всех разведочных гравиметрических съемок, которые покрывают большие территории в Европейской части Союза, в Сибири и Средней Азии. Благодаря наличию опорных сетей все эти съемки выражены в единой гравиметрической системе.

## § 2. АБСОЛЮТНЫЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

Точное определение абсолютного значения ускорения силы тяжести давно привлекает внимание физиков. Это значение необходимо для строгого согласования всех эталонов мер в принятой системе единиц длины, массы и времени. Оно требуется для точных расчетов движения управляемых ракет и искусственных спутников Земли, оно важно для определения среднего радиуса Земли по радиолокационным измерениям расстояния до Луны при известной ее орбитальной скорости и, наконец, это значение является основой для всех гравиметрических измерений на Земле.

В настоящее время все гравиметрические съемки мира отнесены к абсолютному значению силы тяжести, полученному Кюненом и Фуртвенглером в 1906 г. в Потсдамском геодезическом институте методом наблюдения оборотов маятников. Пункт наблюдения Кюнена и Фуртвенглера считается мировым исходным гравиметрическим пунктом. Он расположен в северо-восточном углу маятникового

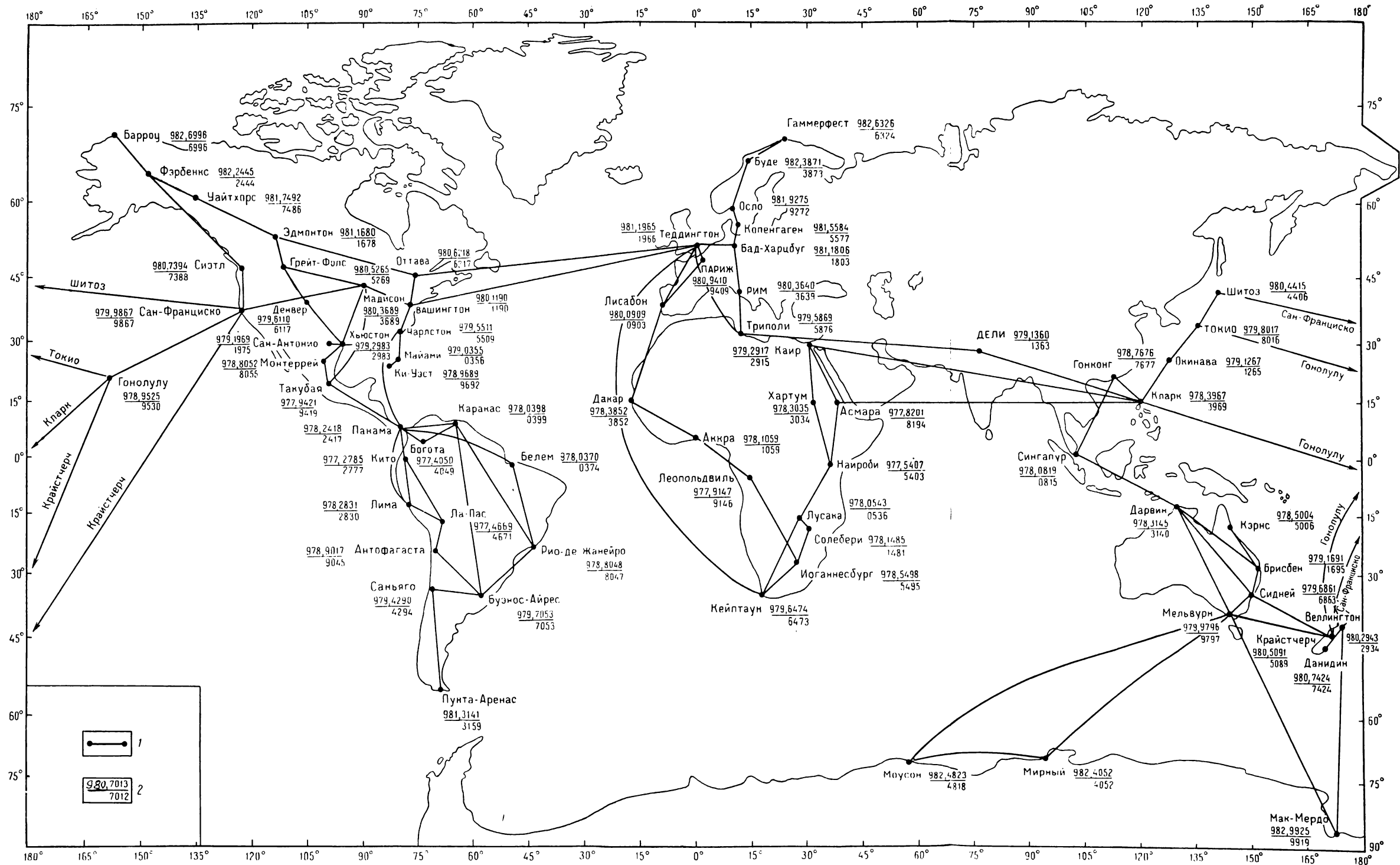


Рис. 74. Схема основных опорных гравиметрических пунктов мира.

1 — маятниковая связь; 2 — в числителе — маятниковые значения силы тяжести, в знаменателе — гравиметровые. Исходный пункт Мадисон, Висконсин.

зала Потсдамского геодезического института и имеет координаты  $B = 52^{\circ} 22' 86''N$ ;  $L = 13^{\circ} 04' 06''E$ ;  $H = 86,24$  м. Значение силы тяжести на этом пункте  $g = 981\,274 \pm 3$  мгл. К этому пункту, положенному в основу мировой гравиметрической системы, привязаны все национальные исходные пункты.

Однако уже в тридцатые годы стало ясно, что эта система не точна. В 1936 г. закончили абсолютное определение силы тяжести в Вашингтоне Хейль и Кук и получили значение, которое, будучи приведенным к Потсдаму, оказалось на 17 мгл меньше.

В 1938 г. Кларк произвел измерение в Теддингтоне (Англия). Его значение оказалось на 13 мгл заниженным относительно потсдамской системы. Оба эти определения делались одним и тем же методом — наблюдением качания оборотных маятников.

В пятидесятые годы нашего столетия ученые начали серьезно работать над применением метода свободного падения для определения абсолютного значения  $g$ . К этому времени метод оборотных маятников утратил свое преимущество, состоящее в возможности повышения точности путем увеличения числа наблюдаемых колебаний. Развитие измерительной техники обеспечило возможность отсчетов времени и длин с точностью  $10^{-8}$ , что и определило применимость метода. Метод свободного падения имеет свои источники погрешностей,

Таблица 21

Новейшие абсолютные определения силы тяжести

Место	Автор	Год	$g$ , мгл	Поправка для приведения к Потсдаму, мгл	$g$ , приведенное к Потсдаму, мгл	Поправка потсдамской системы, мгл
Севр	Сакума	1970	$980\,925,957 \pm 30$	+ 333,5	981 259,457	—14,543
Севр	Фаллер	1970	$980\,925,991 \pm 50$	—	—	—
	Хаммонд					
Теддингтон	Кук	1969	$981\,181,840 \pm 130$	77,6	981 259,440	—14,560
Теддингтон	Фаллер	1970	$981\,181,896 \pm 60$	77,6	981 259,496	—14,504
	Хаммонд					
Фербенкс	Фаллер	1970	$982\,231,728 \pm 60$	—	—	—
	Хаммонд					
Бостон	Фаллер	1970	$980\,378,692 \pm 50$	—	—	—
	Хаммонд		$980\,328,704 \pm 50$	—	—	—
Мидлтаун	Фаллер	1970	$980\,305,322 \pm 50$	—	—	—
	Хаммонд					
Вашингтон	Фаллер	1970	$980\,104,250 \pm 90$	$\pm 1155$	981 259,250	—14,750
	Хаммонд					
Денвер	Фаллер	1970	$979\,597,728 \pm 50$	—	—	—
	Хаммонд					
Богета	Фаллер	1970	$977\,389,940 \pm 100$	—	—	—
	Хаммонд					
Сидней	Белл	1970	979 671,7	—	981 260,0	—14,0

Примечание. Приведение к Потсдаму взято по старым связям.

## Абсолютные определения силы тяжести

Место	Автор определения	Год	Метод определения	$g$ , мгл	$g$ , приведенное к Потсдаму, мгл	Поправка к потсдамской системе, мгл	Средняя квадратическая ошибка определения $g$ , мгл
Потсдам	Кюнел и Фуртвенглер	1906	Пять оборотных маятников	981 274,0	981 274,0	—	$\pm 3$
Вашингтон	Хейль и Кук	1936	Три оборотных маятника	980 088,6	981 257,4	-16,6	$\pm 1,8$
Теддингтон	Кларк	1938	Один оборотный маятник	981 183,2	981 260,9	-13,1	$\pm 0,6$
Ленинград	Агалецкий и Егоров	1956	Три оборотных маятника	981 918,7	981 261,9	-12,1	$\pm 0,8$
Ленинград	Марциняк и Агалецкий	1955	Падение жезла	981 922,0	981 265,2	-8,4	$\pm 2,1$
Буэнос-Айрес	Баглизетто	1956	Оборотный маятник	979 692,3	981 261,8	-12,2	$\pm 0,5$
Париж (Север)	Тулин	1958	Падение жезла	980 927,7	981 261,2	-12,8	$\pm 1,0$
Отава	Престон Томпсон	1960	Свободное падение	980 613,2	981 259,2	-14,8	$\pm 1,5$
Вашингтон	Тейт	1965	Свободное падение	980 101,8	981 260,8	13,2	$\pm 0,3$
Принстон	Фаллер	1965	Свободное падение	980 160,4	981 259,5	14,1	$\pm 0,7$
Теддингтон	Кук	1967	Симметричное движение тела	981 181,82	981 260,3	13,7	$\pm 0,13$

## Определения, представляющие исторический интерес

Кёнигсберг	Бессель	1826	Два нитяных маятника	—	981 246	-28	—
Падуа	Лоренцони	1828	Два оборотных маятника	—	981 263	-11	—
Мадрид	Бараккер	1889	Четыре оборотных маятника	979 277	981 270	-4	—
Рим	Пизатти и Пуччи	1894	Два нитяных маятника	980 343	981 270	-4	—
Париж	Дефорж	1894	Четыре оборотных маятника	—	981 282	+8	—
Вена	Оппольцер	1904	Два оборотных маятника	980 862	981 283	+9	—
Петербург	Иванов	1911	Нитяной маятник	981 948	981 291	+17	—

однако принципиально иные, чем маятниковый, и оба метода дают независимые результаты. Сейчас наиболее точные результаты получаются при наблюдениях методом симметричного движения, являющегося разновидностью метода свободного падения и состоящего в фиксировании момента прохождения индекса подброшенным вверх телом при движении вверх и падении. Этим методом получены фундаментальные результаты, дающие основания к пересмотру потсдамской системы, равно как и методики построения мировой опорной гравиметрической сети.

В Париже в Международном бюро мер и весов (Севр) Сакумой создана аппаратура для измерения абсолютного значения силы тяжести, обеспечивающая точность в  $\pm 0,003$  мгл, основанная на методе симметричного движения. В Теддингтоне, в Национальной физической лаборатории Куком построен переносной аппарат для абсолютных измерений силы тяжести методом симметричного движения, обеспечивающий точность в  $\pm 0,1$  мгл. В Америке Фаллер и Хаммонд построили также переносной аппарат для измерения абсолютного значения силы тяжести методом симметричного движения с лазерной фиксацией расстояний. Этот аппарат обеспечивает точность  $\pm 0,1$  мгл при кратковременных (порядка получаса) и  $\pm 0,05$  мгл при длительных наблюдениях. Фаллер и Хаммонд со своим аппаратом произвели наблюдения в Севре и Теддингтоне и получили результаты, сходящиеся с данными Сакумы и Кука в пределах 0,1 мгл. Кроме того, они произвели наблюдения в ряде пунктов Америки, расположенных по Американскому калибровочному полигону. В табл. 21 даны современные абсолютные определения силы тяжести, а также приведение этих значений к Потсдаму и сопоставление наблюдений разных авторов и разных приборов.

В результате этих работ стало возможным создание сети, состоящей из абсолютных гравиметрических пунктов, абсолютных калибровочных полигонов и введение поправки в абсолютную потсдамскую систему. Эта поправка равна  $14,54 \pm 0,02$  мгл. Однако она может иметь систематическую ошибку из-за отсутствия точных связей с Потсдамом. В табл. 22 приведены все основные определения абсолютного значения силы тяжести, выполненные до 1967 г., как принимаемые в расчет, так и имеющие чисто исторический интерес. Из анализа результатов последних наиболее надежных измерений, приведенных в табл. 22, видно, что поправка в потсдамскую систему, равна  $-13,6$  мгл, по методу свободного падения  $-13,7$  и по методу оборотных маятников  $-13,5$  мгл. Таким образом, назрела необходимость отказаться от старой Потсдамской системы и перейти на новую со значением силы тяжести, отличным от прежнего на  $-14$  мгл. История уже знает подобный прецедент. После абсолютных определений в Потсдаме был осуществлен переход от старой, венской системы к новой, потсдамской. Отличие в силе тяжести между этими системами составляло 16 мгл. При некоторых работах уже сейчас следует учитывать отличие потсдамской системы от истинных абсолютных значений силы тяжести.

## *Глава XI*

### **МЕТОДИКА ГРАВИМЕТРИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ И ОБРАБОТКА РЕЗУЛЬТАТОВ ИЗМЕРЕНИЙ**

#### **§ 1. МЕТОДИКА ПОЛЕВЫХ ОПРЕДЕЛЕНИЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ С ГРАВИМЕТРАМИ**

Методика полевой работы с гравиметрами определяется задачами, поставленными перед данной съемкой, а также специфическими особенностями применяемых гравиметров. Практически у всех гравиметров наблюдается в той или иной мере смещение нуль-пункта во времени. При проведении съемки с гравиметрами смещение нуль-пункта необходимо учитывать и исключать с предельной тщательностью. Поэтому съемка, какова бы она ни была, разделяется на рейсы небольшой продолжительности. При нелинейном смещении нуль-пункта рейс разделяется на звенья, смещение нуль-пункта в каждом из которых учитывается как линейное. Рейсы и их звенья всегда замыкаются на пункты с известной силой тяжести, обычно — опорные гравиметрические пункты III класса. Поэтому при проведении гравиметровой съемки на первом этапе обычно определяют опорную сеть. Опорная сеть III класса предназначена для исключения накопления ошибок в области данной съемки, а также обеспечения надежного учета смещения нуль-пункта у гравиметров при рядовой съемке и контроля качества последней. Такая местная сеть опорных пунктов строится, исходя из следующих принципов.

1. Все пункты опорной сети должны иметь одинаковую точность, большую, чем точность на пунктах сгущения. Это достигается применением более точного гравиметра, а в случае его отсутствия — многократными наблюдениями с одним или несколькими гравиметрами. При определении опорной сети, как правило, используются наиболее быстрые и современные способы передвижения — самолеты или вертолеты.

2. Значения силы тяжести на пунктах опорной сети должны быть привязаны к общегосударственным опорным пунктам I и II классов и выражены в потсдамской системе.

3. Пункты опорной сети III класса должны быть размещены на местности так часто, чтобы при выполнении рядовой съемки каждый рейс с гравиметром захватывал не меньше двух и даже трех опорных пунктов. При этом должна быть обеспечена линейная интерполяция нуль-пункта гравиметров в последующих рядовых рейсах или их звеньях между двумя соседними опорными точками. Обычно опорные пункты располагаются при очень детальных съемках через 2—3 км один от другого, а при рекогносцировочных — на расстояниях 8—12 км. Гравиметры, применяющиеся для определения опорной сети, должны быть проэталонированы особенно тщательно.

4. При создании опорной сети наблюдения ведутся замкнутыми рейсами, образующими, как правило, систему замкнутых полигонов. По окончании определения опорной сети она уравнивается чаще всего по методам полигонов или узлов, разработанных В. В. Поповым.

При проведении гравиметровой съемки в труднопроходимых горных и таежных районах допускается замена опорной сети III класса системой узловых точек или магистральных профилей. Узловые точки представляют собой пересечение или смыкание трех и более рядовых рейсов и при окончательной обработке материалов используются так же, как и опорные пункты.

Наблюдения на магистральных профилях по сравнению с рядовыми точками имеют несколько большую точность. Наблюдения на них осуществляются двумя гравиметрами по методике с повторением. Магистральные профили связываются между собой связующими профилями, в результате образуется система замкнутых полигонов, подлежащая в дальнейшем уравниванию. Для приведения к единому гравиметрическому уровню система магистральных профилей привязывается к опорным точкам любого класса, имеющимся в районе съемки или специально для этого определенным.

При проведении гравиметровых съемок предпочтительнее предварительно развить опорную сеть III класса, ибо в этом случае гарантируется наибольшая точность съемки.

Расположение и закрепление опорных гравиметрических точек всех классов должно обеспечивать их легкое и уверенное опознавание, а также возможность подъезда к ним в любое время года.

Опорные гравиметрические точки I и II классов должны быть надежно и на длительное время закреплены на местности. Существуют следующие способы закрепления:

- 1) заложение каменных или бетонных столбов и плит;
- 2) заложение марок в фундаментальных зданиях, скалах и в плитах площадок аэродромов;
- 3) установка железных труб (желательно с крестовиной);
- 4) совмещение с пунктами триангуляций и реперами нивелировок.

Опорные гравиметрические точки III класса закрепляются на местности столбом или трубой, или совмещаются с постоянными местными предметами при обеспечении сохранения знака в течение 5—10 лет. При любом способе закрепления обязательно составление кроки и описания всех опорных точек.

Точки рядовой гравиметровой съемки отмечаются на местности временным закреплением (кольями, окопками и т. п.).

После определения опорной сети III класса приступают к наблюдению на рядовой сети, для которой опорные пункты служат жестким каркасом.

Рядовые рейсы с гравиметрами должны строиться таким образом, чтобы по возможности избегать в течение рейса перегиба хода температуры, приводящего, как правило, к криволинейности смещения нуль-пункта и снижению точности наблюдений с гравиметрами. Поэтому рекомендуется проведение коротких рейсов в утренние и вечерние часы при монотонном изменении температуры внутри гравиметра.

Рейсы с гравиметром могут строиться различными способами.

1. Рейс начинается и заканчивается на одном и том же пункте. Все пункты рейса повторяются на обратном пути. Такое построение рейса позволяет выявить наиболее полно характер смещения нуль-пункта в рейсе, но при этом снижается производительность.

2. Рейс начинается и заканчивается на одном и том же пункте, на обратном пути повторяется часть пунктов. Доля повторяемых пунктов может быть различна в зависимости от конкретных условий и даже сведена к нулю.

3. Рейс включает не менее трех опорных пунктов. Как правило, он заканчивается не на том пункте, на котором начинался. Поправка за смещение нуля вводится по расхождениям с твердыми значениями на опорных пунктах. Если у гравиметра нелинейное смещение нуля, рейсы строятся таким образом, чтобы они могли быть обработаны по звеньям, в каждом из которых смещение нуля может рассматриваться как линейное.

При определении поправок за смещение нуль-пункта невязка, полученная при замыкании рейса или его звена, разбрасывается по пунктам пропорционально времени. При этом предполагается, что нуль-пункт менялся линейно. Если в рейсе имелись пункты, на которых наблюдения производились дважды, то по ним также можно установить смещение нуль-пункта. Тогда среднее смещение нуль-пункта за рейс можно определить как среднее весовое из смещений нуль-пунктов, подсчитанное по всем повторным определениям.

За вес принимается время, протекшее между повторными наблюдениями. Если время, протекшее между наблюдениями на пункте  $i$ ,  $\Delta t_i$ , а изменение отсчетов при сползании нуль-пункта  $\Delta g_i$ , то значение смещения нуль-пункта, определенное при повторном наблюдении в  $i$  точке, будет  $\frac{\Delta g_i}{\Delta t_i}$ . Среднее весовое значение смещения нуль-пункта получим, беря весовую сумму всех индивидуальных наблюдений (за вес принимается интервал времени  $\Delta t_i$ ) и деля ее на сумму весов, т. е.

$$G = \frac{\sum \frac{\Delta g_i}{\Delta t_i} \Delta t_i}{\sum \Delta t_i} = \frac{\sum \Delta g_i}{\sum \Delta t_i}. \quad (\text{XI.1})$$



Для одного повторения на опорном пункте

$$G = \Delta g / \Delta t.$$

Часто для вычисления смещения нуль-пункта рекомендуют формулу

$$G = \frac{\sum \Delta g \Delta t}{\sum \Delta t^2}, \quad (\text{XI.2})$$

полученную из условия минимума среднего квадратического расхождения исправленных за нуль-пункт повторных наблюдений. Здесь за вес принимается квадрат интервала времени. Эта формула более громоздка и не имеет преимуществ перед формулой (XI.1). Поправка за смещение нуль-пункта находится также и графически.

В последние годы применяется детальная высокоточная гравиметровая съемка, при которой сеть рядовых пунктов определяется со средней квадратической ошибкой, равной  $\pm(0,02-0,06)$  мгл. При этих съемках густота рядовых пунктов по профилю 50—200 м. Высокоточные гравиметровые съемки позволяют выявлять и проследживать аномалии с амплитудами, не превышающими 0,1 мгл. Методика проведения этих съемок имеет свою специфику и несколько отличается от обычной. Наблюдения на рядовых пунктах осуществляются двумя гравиметрами, длина рейсов не превышает 1,5—2 ч. При высокоточной съемке изменение нуль-пункта гравиметров должно учитываться с особенной тщательностью. В частности, для этого применяется способ так называемого «разностного нуль-пункта». Он состоит в следующем.

В начале поисковых работ разбивается разреженная местная опорная сеть, как бы основной опорный каркас. Основная масса опорных пунктов определяется в процессе полевых работ после наблюдений на рядовых пунктах. Эти опорные пункты привязываются к ранее разбитой опорной разреженной сетке. Их местоположение выбирается в зависимости от характера изменения нуль-пункта на рядовых рейсах. На рядовой сети наблюдения ведутся одновременно с двумя гравиметрами. При обработке каждого рядового рейса строятся графики разностного нуль-пункта. На графике по оси абсцисс откладывается среднее время отсчета по обоим гравиметрам, а по оси ординат — соответствующая разность  $\Delta g$  по обоим приборам. Обычно график разностного нуль-пункта дневного рейса имеет вид ломаной линии. Он разбивается на участки, в пределах которых нуль-пункт у обоих гравиметров практически линейный. В дальнейшем в точках излома разностного нуль-пункта дополнительно определяются опорные точки. Последующая обработка внутри прямолинейных звеньев проводится обычным способом.

На рис. 75 приведены типичные графики разностного нуль-пункта, полученные при проведении высокоточной гравиметровой съемки на Анастасиевско-Троицком и Саратовском нефтяных месторождениях Северного Кавказа. Рейсы, для которых приведены графики разностного нуль-пункта, первоначально были обработаны

по обычной методике, при этом наблюдались большие расхождения в значениях  $\Delta g_{\text{набл}}$ , полученных по двум приборам. Величина этих расхождений достигала 0,4 мгл и была связана с тем, что характер сползания нуля-пункта у гравиметров в течение даже коротких рейсов был разный. Определение дополнительных опорных пунктов в точках излома разностного нуля-пункта (рис. 75, ПК9 и ПК37)

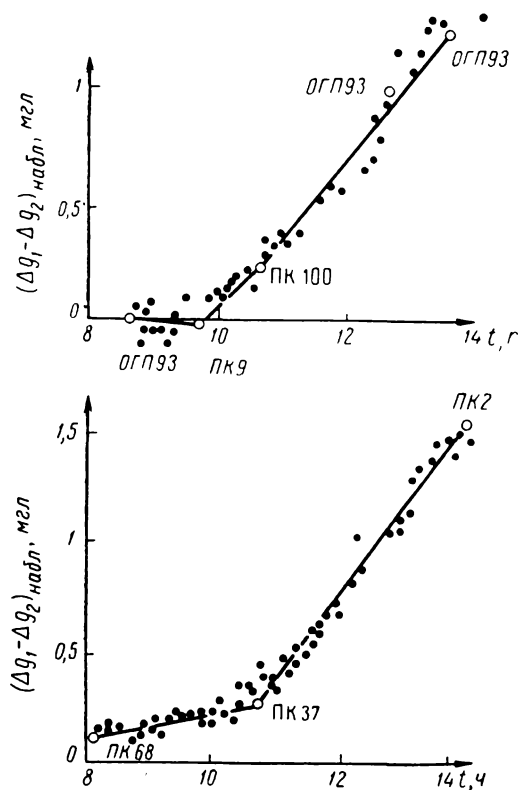


Рис. 75. Графики разностного нуля-пункта (по В. М. Березкину и др.).

линейного изменения нуля-пункта. При этом производительность работ даже возрастает, поскольку во время рейса нет необходимости прерывать работу через каждые 1,5—2 ч для того, чтобы замкнуться на опорную точку.

При проведении гравиметровых съемок по действующей инструкции требуется повторение не менее 10% пунктов. Повторные наблюдения осуществляются в разных рейсах и в разные дни — так называемые независимые повторные определения. Эти повторения обеспечивают контроль и дают возможность оценить получаемый материал.

Основным критерием оценки качества наблюдений с гравиметром служит средняя квадратическая ошибка единичного наблюдения,

позволило короткие рейсы разбить на ряд звеньев, для которых смещение нуля-пункта обоих приборов практически был линейным. Это привело к существенному повышению точности результата. При обработке по старой методике средняя квадратическая ошибка единичного измерения составила  $\pm 0,065$  мгл, методика разностного нуля-пункта позволила ее уменьшить до  $\pm 0,035$  мгл.

Методика разностного нуля-пункта рекомендуется при проведении высокоточных детальных гравиметровых съемок, так как она позволяет учитывать более точно сползание нуля-пункта и тем самым обеспечивает существенное повышение точности съемки. Количество опорных пунктов на профиле не увеличивается, но их ставят в тех точках, где это необходимо для учета не-

вычисляемая по сходимости независимых контрольных наблюдений способом наименьших квадратов по формуле

$$m = \pm \sqrt{\frac{\sum \delta^2}{l-n}}, \quad (\text{XI.3})$$

где  $\delta$  — отклонение от среднего значения;  $l$  — число наблюдений;  $n$  — число контрольных точек.

В случае двойных измерений или же при одновременных наблюдениях с двумя гравиметрами применяется формула

$$m = \pm \sqrt{\frac{\sum d^2}{2l}}, \quad (\text{XI.4})$$

где  $d$  — разность между первичным и повторным наблюдением или же между наблюдаемыми значениями по обоим приборам;  $l$  — число разностей.

При сравнении результатов наблюдений с известными значениями силы тяжести на опорных точках (жесткие значения) точность единичного наблюдения рассчитывается по формуле

$$m = \pm \sqrt{\frac{\sum \Delta^2}{l}}, \quad (\text{XI.5})$$

где  $\Delta$  — отклонение от твердого значения;  $l$  — количество наблюдений.

Оценка точности определения опорной сети выполняется следующим образом. Предварительно оценивается качество опорной сети, образующей систему замкнутых полигонов, по их невязкам. Допустимая невязка полигона вычисляется по формуле

$$W_{\text{доп}} = \pm 2m \sqrt{\frac{k}{l}}, \quad (\text{XI.6})$$

где  $m$  — средняя квадратическая ошибка единичного наблюдения;  $k$  — число приращений силы тяжести между последовательными опорными точками (число сторон полигона);  $l$  — среднее, для данного полигона, число независимых определений приращения силы тяжести между двумя смежными точками.

Средняя квадратическая ошибка приращения силы тяжести, вес которой принят при уравнивании за единицу (ошибка единицы веса), вычисляется по формуле

$$\mu = \pm \sqrt{\frac{\sum p\delta^2}{s-r}}, \quad (\text{XI.7})$$

где  $\delta$  — суммарные поправки звеньев полигона или отклонения значений силы тяжести, выведенных для узловых точек по отдельным звеньям, от соответствующих уровенных значений;  $s$  — число всех звеньев уравниваемой опорной сети (связей между опорными

точками);  $r$  — число определяемых опорных или узловых точек (не считая «твердых точек» и исходной точки);  $p$  — вес каждого приращения ( $\Delta g$ ).

Средняя квадратическая ошибка определения  $\Delta g$  по всей опорной сети рассчитывается по формуле

$$m_l = \pm \frac{\mu}{\sqrt{p_l}}, \quad (\text{XI.8})$$

где  $p_l$  — среднее из весов всех звеньев опорной сети.

Среднее значение средней квадратической ошибки значения силы тяжести ( $g$ ) на опорных точках вычисляется по формуле

$$\varepsilon_g = \pm \frac{\varepsilon_l}{\sqrt{2}}. \quad (\text{XI.9})$$

Это значение ошибки служит основным критерием оценки качества опорной сети.

После уравнивания осуществляется оценка точности определения силы тяжести на опорных точках III класса относительно опорной сети более высокого класса.

Средняя квадратическая ошибка определения аномалий силы тяжести гравиметрами на пунктах рядовой сети вычисляется по формуле

$$m_a = \pm \sqrt{m^2 + m_{\text{оп}}^2 + m_H^2 + m_K^2}, \quad (\text{XI.10})$$

где  $m$  — средняя квадратическая ошибка измерения силы тяжести;  $m_{\text{оп}}$  — средняя квадратическая ошибка опорной сети III класса по отношению к исходным опорным точкам;  $m_H$  — средняя квадратическая ошибка, зависящая от ошибки определения высот;  $m_K$  — средняя квадратическая ошибка, зависящая от ошибки определения координат. В соответствии с действующей технической инструкцией по гравиметрической разведке каждая съемка характеризуется густотой и точностью, которые обеспечивают составление карт аномалий силы тяжести определенного масштаба (табл. 23).

Т а б л и ц а 23

Соотношение масштабов и типов съемок

Гравиметрическая съемка	Масштаб карты	Сечение изоаномал, мгл
Региональная	1 : 2 500 000 1 : 1 000 000 1 : 500 000	5—10
Рекогносцировочная	1 : 200 000 1 : 100 000	1—2
Детальная	1 : 50 000 1 : 5000	0,1—0,5

Съемки могут быть площадные и профильные.

*Площадная съемка* дает наиболее полную и достоверную характеристику гравитационного поля, поэтому предпочтительнее при всех видах гравиметрической разведки. Отклонения сети точек площадной съемки от равномерности, определяемые геологическими особенностями изучаемой территории, не должны снижать достоверности построения карты изоаномал силы тяжести, для чего соотношение расстояний между точками по профилю и между профилями не должно быть меньше 1 : 5.

*Профильная съемка* проводится по отдельным далеко отстоящим один от другого маршрутам и дает представление лишь об изменении силы тяжести по данному направлению. Эту съемку наиболее целесообразно применять в трудно доступных горных районах. Отдельные детальные профили проводятся и в районах, покрытых площадными съемками, для выявления деталей гравитационного поля.

Съемки, которые обеспечивают точность определения аномалий силы тяжести  $\pm 0,10$  мгл и выше и которые позволяют строить отчетные карты с сечением изоаномал 0,25 мгл и менее, называются высокоточными. Такие съемки применяются для: а) решения задач детального геологического картирования; б) выявления и прослеживания отдельных элементов структуры рудных полей и нефтегазовых месторождений, имеющих поисковое значение; в) осуществления прямых поисков полезных ископаемых — нефти, газа, угля, железных руд, хромита, медного колчедана, медно-никелевых руд, полиметаллических руд, силикатного никеля, бокситов, марганца, корунда, апатитов и др.; г) определения параметров искомых объектов (объем, глубина залегания, углы падения контактов, плотность и др.); д) уточнения предположений о геологической природе аномалий, полученных по данным других геофизических методов.

При проведении профильных съемок с целью решения поисковых задач целесообразная густота точек наблюдений устанавливается в зависимости от интенсивности и размеров ожидаемых аномалий и ошибки интерполяции с расчетом, чтобы аномалия от искомого объекта была отмечена не менее чем тремя точками. При детализации выявленных аномалий и при исследовании структур необходимо, чтобы аномальное поле было пересечено не менее чем тремя профилями и чтобы на профиле в пределах аномалии было более трех точек наблюдения. Длина профиля должна быть не менее чем в 3 раза больше горизонтальной мощности исследуемого тела. Часть профилей должна иметь большую протяженность для увязки с региональным полем, с полем соседних структур или с результатами соседних съемок.

Геологическая эффективность высокоточной гравиразведки определяется следующими факторами: а) наличием заметного отличия плотности изучаемого объекта от плотности вмещающих пород или контактирующих сред (достаточной разницей в плотности могут быть значения 0,10—0,20 г/см<sup>3</sup>, а в особо благоприятных случаях — 0,03—0,05 г/см<sup>3</sup>); б) размерами объектов и глубиной их залегания;

в) формой и элементами залегания объекта относительно поверхности, на которой производятся гравиметрические измерения; г) характером рельефа поверхности, на которой производятся измерения; д) характером рельефа поверхности коренных пород, скрытого рыхлыми породами; е) характером других геологических объектов, являющихся в данном случае помехами (глубинное геологическое строение и др.).

Особенное развитие получила гравиметровая съемка, густота и точность которой обеспечивают построение карты с сечением изоаномал в 2 мгл. Такую съемку принято называть двухмиллигальной. При проведении двухмиллигальной гравиметровой съемки густота сети в зависимости от характера гравитационного поля принималась равной 1 пункт на площадь 2—8 км<sup>2</sup>. Точность применявшихся гравиметров в основном обеспечивала определение приращений силы тяжести со средней квадратической ошибкой  $\pm(0,3-0,7)$  мгл. В районах, где локальные структуры имеют достаточные размеры и создают аномалии, большие чем 2 мгл, этот вид съемки позволяет решать поисковые задачи. Примером являются Урало-Эмбенский нефтеносный район, Днепровско-Донецкая впадина, о. Сахалин и др. Однако в большинстве случаев двухмиллигальная гравиметровая съемка позволяет решать лишь региональные задачи геологическо-тектонического районирования. По ее результатам с учетом других данных выделяются крупные геологические элементы — зоны валов,

Т а б л и ц а 24

**Соотношение точности и масштаба карт**

Сечение изоаномал, мгл	Масштаб отчетных карт и графиков	Допустимая средняя квадратическая ошибка определения аномалий Буге, мгл	Допустимая средняя квадратическая ошибка определения наблюдаемых значений силы тяжести, мгл *	Густота сети	
				одна точка на число квадратных километров при площади съемки	расстояние между точками наблюдений при продольной съемке, м
10	1 : 2 500 000 1 : 1 000 000	$\pm 2,5$	$\pm 0,3$	150—400	5000—10 000
5	1 : 1 000 000 1 : 500 000	$\pm 2,0$	$\pm 0,3$	25—100	2500—5000
2	1 : 200 000 1 : 100 000	$\pm 0,8$	$\pm 0,3$	4—10	1000—2000
1	1 : 100 000 1 : 50 000	$\pm 0,4$	$\pm 0,3$	1—4	500—1000
0,5	1 : 50 000 1 : 25 000	$\pm 0,2$	$\pm 0,15$	0,2—1,0	200—500
0,2—0,25	1 : 10 000 1 : 5000	$\pm(0,08-0,1)$	$\pm(0,06-0,08)$	0,02—0,1	50—150
0,1	1 : 5000 1 : 2000 1 : 1000	$\pm 0,04$	$\pm 0,03$	0,002—0,01	20—50

\* Приведенные ошибки не включают погрешность исходных опорных гравиметрических точек.

прогибов, разломов, крупных рудных залежей, что позволяет ориентировать дальнейшие поисковые и детальные работы. Гравиметрические данные вместе с другими геофизическими материалами широко используются при построении тектонических схем отдельных регионов.

В районах с геолого-геофизической характеристикой, благоприятной для гравиметрии, проводятся поисково-детальные гравиметрические работы с целью поисков и изучения локальных структур и месторождений (куполов, антиклинальных складок, пластовых залежей и т. д.). Для этого вида съемки применяются более точные гравиметры, а в отдельных случаях — гравитационные вариометры. При помощи вариометрической съемки детально изучается гравитационное поле на небольших площадях и выделяются мелкие тектонические нарушения: крутые склоны, сбросы. Этот вид съемки широко распространен в районах с солянокупольной тектоникой и на рудных месторождениях.

Детальная гравиметровая съемка, обеспечивающая построение карт с сечением изоаномал 0,5—0,25 мгл, оказалась весьма эффективной для выделения нефтегазоносных структур в ряде районов, например в Краснодарском крае, на о. Сахалин, в некоторых районах Средней Азии и т. д.

В табл. 24 приведены принятые в СССР соотношения между сечением изоаномал отчетных карт, средние квадратические ошибки определения аномалий силы тяжести, густотой сети точек наблюдений и масштабами отчетных карт и графиков при съемке с гравиметрами.

Система гравиметровых съемок основывается на тех же принципах, на которых создаются опорные геодезические сети. На всей территории страны разбивается сеть высокоточных (с точностью до  $\pm 0,3$  мгл) опорных пунктов I класса, являющихся основой для всех последующих съемок. Опорная сеть I класса базируется на основных исходных национальных гравиметрических пунктах, связанных с Потсдамом. Между высокоточными пунктами I класса определяется более густая сеть пунктов II класса, имеющая ошибки, не превышающие  $\pm 0,2$  мгл по отношению к I классу. На основе этих пунктов разбиваются местные опорные сети III класса, привязанные к одному или нескольким опорным пунктам основной сети. Местные опорные сети служат основой для рядовых съемок. Густота и точность опорной сети III класса зависят от задач, стоящих перед последующими рядовыми съемками, опирающимися на них. Расстояния между опорными пунктами местных сетей колеблются в среднем от 5 до 16 км. Точность определения пунктов местных опорных сетей обычно составляет  $\pm (0,1—0,3)$  мгл относительно пунктов высшего класса.

Опорные сети чаще всего разбиваются гравиметрами, перевозимыми на самолетах, причем для определения пунктов основной опорной сети используются одновременно от трех до пяти гравиметров, а при разбивке местных опорных сетей — два гравиметра.

Одновременное применение нескольких гравиметров не только повышает точность результата, но, что самое главное, дает уверенность в том, что нет систематических ошибок, присущих данному прибору, или позволяет их выявить. Вследствие такой структуры гравиметровых съемок к настоящему времени создана гравиметрическая сеть, пока еще неравномерно покрывающая территорию Союза, но выраженная в единой гравиметрической системе. Общий объем гравиметрических работ в СССР непрерывно увеличивается. Этот вид съемки получил особо широкое распространение при поисках и разведке нефтегазоносных структур.

При проведении съемки одновременно несколькими гравиметрами выполняется взаимная проверка их работы путем многократных определений всеми гравиметрами приращения силы тяжести между двумя точками. Для увязки результатов проводимой съемки с выполняемыми или выполненными съемками на соседних участках в текущую съемку включаются опорные точки, расположенные в непосредственной от нее близости, и производится перекрытие съемки в полосе шириной, равной удвоенному расстоянию между гравиметрическими точками.

При подготовке гравиметров к полевым измерениям определение их постоянных проводится в том диапазоне значений силы тяжести и температуры, которые ожидаются в районе полевых работ. Приборы регулируются для обеспечения оптимального режима работы в ожидаемом диапазоне значений силы тяжести и температуры. Программа регулировки зависит от конструктивных особенностей гравиметра.

## **§ 2. ГУСТОТА СЕТИ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ ПУНКТОВ**

При расчете густоты сети и предполагаемой точности определения аномалий силы тяжести гравиметровых съемок исходят из размеров и предполагаемой амплитуды аномалий, соответствующих исследуемым геологическим структурам. В соответствии с принятым видом гравиметровой съемки (региональная, рекогносцировочная, детальная) устанавливают масштаб результативной карты и сечение изоаномал на этой карте. Однако это не дает определенного критерия для решения вопроса о густоте размещения пунктов. В последнее время в качестве такого критерия, который используется, естественно, с учетом геологических факторов, приняты следующие две характеристики: 1) точность получения аномалий с данной карты; 2) степень аномальности гравитационного поля, которую можно оценить заранее, хотя бы по региональной съемке. И то, и другое можно определить ошибкой интерполяции, по которой совершенно точно можно установить все допуски предполагаемой гравиметровой съемки.

Понятия ошибок представительства и интерполяции позволяют по-новому разрешить вопросы о рациональном размещении пунктов



измерений в зависимости от масштаба съемки и степени аномальности поля.

Ошибкой интерполяции  $\bar{\epsilon}$  называется средняя квадратическая ошибка, с которой получается интерполированное значение аномалии для любой точки карты. Ошибку интерполяции называют чистой  $\epsilon$ , когда она освобождена от ошибки определения аномалии силы тяжести. Чистую ошибку интерполяции получим, если возьмем разность квадратов ошибок определения аномалий данной съемки и ошибки интерполяции. Получить ошибку интерполяции можно из сопоставления действительно определенных и интерполированных по карте аномалий для одних и тех же точек. Это делается следующим образом.

По имеющейся гравиметрической карте с нанесенными точками строят новую карту уже с разреженной сетью точек (разрежение выполняется равномерно по всей площади). После этого для отброшенных точек интерполируют значение аномалий и по разности между интерполированными и определенными значениями (сопоставление двух карт) вычисляют среднее квадратическое отклонение интерполированных значений от определенных. Разрезать съемку для вывода ошибки интерполяции можно в 2, 3, 4 раза и более. При этом будет возрастать и ошибка интерполяции. Изменение ошибки интерполяции с разрежением густоты сети пунктов подчиняется аналогично ошибке представительства закону:

$$\bar{\epsilon} = \pm k (\sqrt{x} \div \sqrt{y}), \quad (\text{XI.11})$$

где  $\bar{\epsilon}$  — полная ошибка интерполяции;  $x, y$  — составляющие среднего расстояния между пунктами по осям координат;  $k$  — коэффициент пропорциональности. При  $y = x$   $\bar{\epsilon} = \pm 2k\sqrt{x}$ .

В качестве примера в табл. 25 приведены ошибки интерполяции, вычисленные при различных разрежениях для детальных гравиметровых съемок.

Как видно из табл. 25, ошибка интерполяции хорошо удовлетворяет формуле (XI.11) при  $k = 0,32 \pm 0,02$ .

Т а б л и ц а 25

Ошибки интерполяции

Район съемки	Разреже- ние	Число пунктов	Среднее рас- стояние меж- ду пунктами $x$ , км	$2\sqrt{x}$	Ошибка интерполя- ции $\epsilon$ , мгл	Кoeffи- циент $k$
Пенза— Рязань	1 : 2	945	3,0	3,4	$\pm 1,08$	0,32
	1 : 4	1324	4,2	4,1	$\pm 1,28$	0,31
	1 : 8	1645	6,0	4,9	$\pm 1,63$	0,33
	1 : 16	1756	8,5	5,9	$\pm 2,01$	0,34
Туймаза	1 : 2	997	4,4	4,2	$\pm 1,35$	0,32
	1 : 4	1509	6,8	5,3	$\pm 1,72$	0,32
	1 : 8	1787	9,0	6,0	$\pm 2,00$	0,33

На рис. 76 показано изменение  $\bar{\epsilon}$  в зависимости от плотности съемки для двух участков.

Особенно важно отметить постоянство полученного коэффициента для обеих съемок. Это подтверждает его устойчивость для равнинных районов с аномалиями силы тяжести средней интенсивности, типичными для большей части территории СССР.

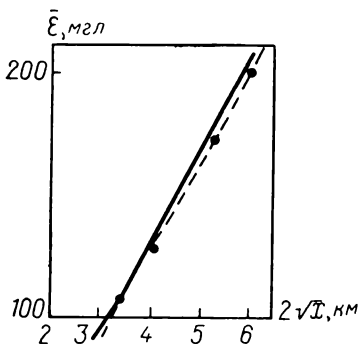


Рис. 76. Изменение ошибки интерполяции от плотности съемки.

Приведенная формула позволяет рассчитать густоту съемки. Так как ошибка интерполяции содержит ошибку в определении силы тяжести, то она всегда будет несколько больше ошибки определения силы тяжести. Установим рациональную густоту сети, исходя из условия, что чистая ошибка интерполяции  $\epsilon$  должна быть равна ошибке определения  $m$ . Тогда, если задано  $m$ , найдем полную ошибку интерполяции

$$\bar{\epsilon} = \pm \sqrt{m^2 + \epsilon^2} = \sqrt{2m^2} = \sqrt{2} m,$$

$$\text{или } \bar{\epsilon} = \pm 2k \sqrt{x}. \quad (\text{XI.12})$$

Значения средних расстояний  $x$  между пунктами в зависимости от  $m$  приведены в табл. 26.

Т а б л и ц а 26

Ошибки интерполяции

Ошибка определения $\Delta g$ , мгл	Ошибка интерполяции $\bar{\epsilon}$ , мгл	Среднее расстояние между пунктами $x$ , км	Ошибка определения $\Delta g$ , мгл	Ошибка интерполяции $\bar{\epsilon}$ , мгл	Среднее расстояние между пунктами $x$ , км
0,1	0,14	0,05	0,8	1,13	3,15
0,3	0,42	0,43	1,0	1,42	4,90
0,6	0,85	1,77	1,5	2,12	10,10

Таким образом, если известна  $\bar{\epsilon}$ , получаем необходимую точность определения аномалий и густоту сети пунктов как ее функцию.

Кроме того,  $\bar{\epsilon}$  характеризует точность карты. Именно ошибка интерполяции указывает, с какой степенью точности можно определить с данной карты аномалию для любой точки.

Для расчета сечения при проведении изоаномал, естественно, принять следующий критерий: сечение должно быть таким, чтобы возможные отклонения интерполированных значений от истинных всегда лежали в пределах сечения. Как известно, вероятность того

что истинная величина  $a$  наблюдаемого значения лежит в пределах  $t - m < a < t + m$ :

$$p(t - m < a < t + m) = 0,68,$$

$$p(t - 2m < a < t + 2m) = 0,95,$$

$$p(t - 2,5m < a < t + 2,5m) = 0,98,$$

$$p(t - 3m < a < t + 3m) = 0,99,$$

где  $m$  — средняя квадратическая ошибка отдельного измерения, вычисленная по достаточному числу измерений. Сечение изоаномал должно быть установлено в 2,5 раза больше ошибки интерполяции. Обозначив через  $h$  сечение, найдем

$$h = 2,5\bar{\varepsilon}. \quad (\text{XI.13})$$

Из полной ошибки интерполяции рассчитаем необходимую точность определения аномалий, которая будет характеризоваться величиной  $m$ .

Эта ошибка должна быть равна чистой ошибке интерполяции  $m = \bar{\varepsilon}$ ; тогда

$$m = \frac{\bar{\varepsilon}}{\sqrt{2}}. \quad (\text{XI.14})$$

Далее по формуле (XI.12) при известном коэффициенте интерполяции  $k$  найдем среднее расстояние между пунктами

$$x = \left( \frac{\bar{\varepsilon}}{2k} \right)^2. \quad (\text{XI.15})$$

В табл. 27 приведены рассчитанные указанным способом средние расстояния между пунктами и требуемые точности определения аномалий для заданных точностей составляемых гравиметрических карт при  $k = 0,32$ .

Т а б л и ц а 27

Связь ошибки интерполяции с характеристиками съемок

Ошибка интерполяции $\varepsilon$ , мгл	Сечение изоаномал, мгл	Средняя квадратическая ошибка определения аномалий $m$ , мгл	Среднее расстояние между пунктами $x$ , км	
			среднее	округленное
$\pm 0,4$	1	$\pm 0,3$	0,4	0,5
$\pm 0,8$	2	$\pm 0,6$	1,6	2,0
$\pm 1,2$	3	$\pm 0,8$	3,5	4,0
$\pm 1,6$	4	$\pm 1,1$	6,3	6,0
$\pm 2,0$	5	$\pm 1,4$	9,8	10,0
$\pm 3,0$	7,5	$\pm 2,1$	22,0	20,0
$\pm 4,0$	10	$\pm 2,8$	39,0	40,0

Масштаб карты можно установить формально по старому признаку из расчета, чтобы среднее расстояние между пунктами на карте равнялось 1 см. При этом с увеличением расстояния до 20 и 40 км есть смысл разрядить карту и установить иной масштаб.

### § 3. ЭТАЛОНИРОВАНИЕ

При измерениях с гравиметром некоторому изменению силы тяжести соответствует изменение отсчетов гравиметра в условной шкале. Эталонированием гравиметра называется установление точного соотношения между изменением силы тяжести в миллигалах и изменением отсчета гравиметра в делениях шкалы. Для некоторых типов гравиметров (неастизированных) это соотношение линейно. Тогда говорят о масштабном коэффициенте. В других случаях зависимости получаются более сложные и представляются квадратическими, кубическими или даже тригонометрическими функциями. В этом случае при эталонировании определяется несколько констант.

При неточном эталонировании величина вносимой ошибки увеличивается с возрастанием измеряемой разности силы тяжести. В последнее десятилетие резко возросли требования к точности эталонирования гравиметров, так как их стали широко применять для разбивки национальных опорных гравиметрических сетей. Они используются для межконтинентальных связей с целью сравнения результатов абсолютных определений силы тяжести, а также с целью создания единой мировой системы опорных гравиметрических пунктов. Для определения больших разностей силы тяжести разработаны специальные широкодиапазонные гравиметры, при помощи которых без перестройки диапазона можно измерять разности в несколько гал. Современные способы эталонирования позволяют выполнять эту операцию с точностью  $\pm 1 \cdot 10^{-4}$ , что обеспечивает определение разности силы тяжести в 1 гл с ошибкой, равной  $\pm 0,1$  мгл. Однако следует подчеркнуть, что эталонирование с такой точностью требует много усилий.

На территории нашей страны сила тяжести изменяется более чем на 4 гл, поэтому проблема эталонирования при проведении гравиметровых съемок в СССР стоит достаточно остро.

Эталонирование можно производить тремя принципиально различными способами:

- 1) по пунктам с известным значением силы тяжести;
- 2) методом наклона;
- 3) методом нагрузки.

Первые два метода наиболее распространены.

#### **Эталонирование по пунктам с известным значением силы тяжести**

Принцип эталонирования гравиметров по пунктам состоит в следующем. Зная с достаточной точностью значение силы тяжести на двух пунктах  $g_1$  и  $g_2$  и получив на них соответственно отсчеты по

шкале гравиметра  $A_1$  и  $A_2$ , масштабный коэффициент  $k$  в случае его линейности находим из соотношения

$$g_1 - g_2 = k(A_1 - A_2), \quad (\text{XI.16})$$

$$k = \frac{\Delta g}{\Delta A}.$$

Среднюю квадратическую ошибку определения  $k$  вычисляем по формуле

$$m_k = \pm \frac{1}{\Delta A} \sqrt{m_{\Delta g}^2 + m_{\Delta A}^2}, \quad (\text{XI.17})$$

где  $m_{\Delta g}$  — ошибка определения эталонной разности;  $m_{\Delta A}$  — ошибка вычисления средней разности  $\Delta A$ .

Для гравиметров с нелинейной шкалой для расчета коэффициентов эталонирования необходимо иметь две разности, т. е. вести эталонирование по трем точкам или даже по четырем.

Для эталонирования по пунктам создаются специальные калибровочные полигоны. Значения силы тяжести на них измеряются при помощи высокоточных маятниковых приборов и гравиметров с надежно вычисленными масштабными коэффициентами. Наблюдения на полигоне проводятся по специальным программам для получения предельной точности. Современные маятниковые приборы позволяют установить эталонные разности силы тяжести со средней квадратической ошибкой  $\pm(0,2-0,3)$  мгл. Эти ошибки велики для определения эталонных разностей и поэтому, чтобы повысить относительную точность эталонирования, создаются полигоны с диапазоном изменения силы тяжести в несколько гал. При точности гравиметрических определений в  $\pm 0,2$  мгл для получения эталонной разности с относительной ошибкой  $\pm 1 \cdot 10^{-4}$  необходимо, чтобы сама разность была порядка 2 гл. Большой диапазон также необходим и для исследования всей шкалы широкодиапазонных гравиметров. Для того чтобы эталонные разности были наибольшими, полигоны обычно вытягиваются по меридианам.

Самым большим калибровочным полигоном или гравиметрическим базисом является Североамериканский. Он расположен вдоль западного побережья Северной Америки и протягивается от Мехико (Мексика) на юге до Фербенкса (Аляска) на севере. Диапазон изменения силы тяжести на нем достигает 5129 мгл. Полигон состоит из 33 пунктов. Густота их расположения позволяет исследовать нелинейность шкал гравиметров. Пункты на полигоне определялись различными маятниковыми приборами для получения наилучшего результата. Разности силы тяжести между пунктами полигона были также промерены гравиметрами Уорден и «Северная Америка». Относительная ошибка для Североамериканского полигона равна  $\pm 3,5 \cdot 10^{-4}$ .

Калибровочный полигон в Западной Европе имеет диапазон изменения силы тяжести в 2500 мгл. Он протягивается от Рима (Италия) до Гаммерфеста (Северная Норвегия), полигон определен с

ошибкой  $\pm 3 \cdot 10^{-4}$ . Для сравнения Североамериканского и Европейского полигонов были выполнены гравиметрические связи при помощи маятниковых приборов и гравиметров. Произведенные определения показали, что они находятся в одной системе с ошибкой порядка  $\pm 6 \cdot 10^{-4}$ .

Кроме таких мировых гравиметрических полигонов в каждой стране, занимающейся гравиметрическими определениями, имеются свои национальные полигоны с различными диапазонами изменения силы тяжести. При проведении разведочных гравиметровых съемок обычно применяются гравиметры с диапазоном отсчетных устройств, не превышающим 100 мгл. Поэтому часто создаются калибровочные полигоны с максимальной эталонной разностью в 100—200 мгл. Полигоны удобно располагать в горных местностях для использования изменения силы тяжести по высоте. Это позволяет создавать калибровочные полигоны небольшой протяженности, но с большим диапазоном изменения силы тяжести. При выборе пунктов для эталонирования необходимо, чтобы они были свободны от микросейсм. На полигонах должны быть хорошие условия для передвижения. Все калибровочные пункты закрепляются надежными (долговременными) знаками (каменные, бетонные столбы или плиты).

Эталонирование гравиметров по пунктам с известными значениями силы тяжести выполняется следующим образом. Гравиметрами многократно определяются эталонные разности на калибровочных полигонах. При этом стремятся определить эти разности в наиболее короткие сроки для уменьшения влияния сползания нуля приборов во времени. При калибровке широкодиапазонных гравиметров на больших полигонах применяются самолеты. При определении цены деления у гравиметров с малым диапазоном отсчетного устройства работают обычно на полигонах с малым диапазоном изменения силы тяжести. При этом приборы перевозят на автомашинах.

Чтобы четче выявить влияние температуры на цену деления гравиметров, эталонирование производится при различных температурах. У некоторых гравиметров цена деления меняется во времени. Поэтому цена деления каждого рабочего прибора должна контролироваться несколько раз в год и во всяком случае всегда определяться заново перед началом полевых гравиметрических работ, в середине проведения их и после окончания этих работ. Эталонирование обязательно проводится после каждого ремонта упругой системы. Для гравиметров с электрическим термостатом цена деления определяется после каждого изменения температуры термостатирования.

### Эталонирование способом наклона

Способ эталонирования наклоном пригоден для систем, в которых упругая сила пружины создает вращательный момент, компенсирующий момент силы тяжести. В этом случае наклон прибора на угол  $\phi$  от правильного положения, когда груз и точка подвеса расположены на одной горизонтальной линии и момент сил имеет мак-

симальное значение, вызовет изменение момента сил от  $mg l$  к  $mg l \cos \varphi$ .

Это в свою очередь вызовет изменение отсчетов на  $\Delta A$ , соответствующее изменению  $\Delta g$  на величину  $(g - g \cos \varphi)$ . Тогда можно написать

$$k \Delta A = \Delta g = g - g \cos \varphi = g (1 - \cos \varphi)$$

или

$$k \Delta A = 2g \sin^2 \frac{\varphi}{2}.$$

При малом  $\varphi$

$$k \Delta A = g \frac{\varphi^2}{2},$$

откуда

$$k = \frac{g \varphi^2}{2 \Delta A}. \quad (\text{XI.18})$$

Таким образом, для определения  $k$  методом наклона необходимо знать приближенное значение силы тяжести  $g$  в месте эталонирования и измерить угол наклона  $\varphi$ . Этим способом гравиметр может быть проэталонирован на месте без переездов. Его достоинством является также и то, что шкала гравиметра в этом случае может быть проэталонирована в пределах всего диапазона отсчетных устройств. Однако этот способ весьма деликатен и при его применении должна соблюдаться величайшая тщательность, а измерения должны производиться с высокой точностью, которая определяется требованием к точности эталонирования. В противном случае он даст неточный результат, а все измерения с данным гравиметром будут отмечены значительными систематическими ошибками.

При эталонировании наклоном угол  $\varphi$  определяется чаще всего тангенциальным способом, а именно измеряются вертикальное смещение наклонной платформы  $h$  и длина плеча  $l$ . В первом приближении  $\varphi = \frac{h}{l}$ . Поэтому при малых углах  $\varphi$  масштабный коэффициент

$$k = \frac{gh^2}{2 \Delta A l^2}. \quad (\text{XI.19})$$

В настоящее время ошибка определения  $k$  этим способом составляет  $5 \cdot 10^{-4}$ . Одними из основных источников ошибок, по-видимому, являются изгиб наклонной платформы и деформации подъемного винта.

Следует особо рассмотреть эталонирование гравиметров с горизонтальной крутильной нитью типа Норгард. Теоретически разность отсчетов этих гравиметров выражается в миллигалах. В самом деле, основное уравнение гравиметра Норгард (см. гл. VI, § 10 и 11) имеет вид

$$g_r = g_0 (\sec \alpha - 1),$$

или, имея в виду (VI.45) и (VI.46),  $g_r$  можно представить в виде

$$g_r = g_0 (K_0 m^2 + K_1 m^3 + K_2 m^4),$$

где  $\alpha$  — угол полураствора системы;  $K_0, K_1, K_2$  — постоянные гравиметра, являющиеся функциями геометрических размеров прибора;  $m$  — отсчет шкалы прибора в мм;  $g_r$  выражается в тех же единицах, в каких дано  $g_0$ , обычно в миллигалах.

Величины  $K_0, K_1$  и  $K_2$  указаны в паспорте гравиметра. Если они получены и даны в паспорте совершенно точно, то никакого эталонирования не требуется;  $g_r$  выражается в миллигалах. Практически эти константы всегда бывают несколько ошибочны, поэтому требуется ввести некоторый поправочный коэффициент. Применяются три способа определения этого поправочного коэффициента или коэффициента эталонирования:

- 1) эталонирование по пунктам,
- 2) эталонирование наклоном,
- 3) эталонирование способом, предложенным М. С. Молоденским и получившим название геометрического эталонирования.

Этот способ состоит в том, что при помощи специальной угломерной установки, имеющей основной своей частью какой-либо точный угломерный инструмент типа теодолита, измеряют угол полураствора  $\alpha$ . Тогда по формуле (VI.36) сразу находят величину отсчета на пункте  $g_r$ , выраженную в миллигалах, с той степенью точности, с какой измерен угол  $\alpha$ . Одновременно берут отсчет гравиметра и получают число  $q_1$ . Тогда вычисляют  $g_r$  в системе постоянных гравиметра. Отношение этих двух величин и дает поправочный коэффициент

$$\frac{g_r \text{ по углу}}{g_r \text{ по паспорту}} = \frac{\sec \alpha - 1}{K_0 m^2 + K_1 m^3 + K_2 m^4} = k. \quad (\text{XI.20})$$

Применение этого способа с соблюдением соответствующей тщательности позволяет обеспечить точность перевода измеренных величин в миллигалы, т. е. коэффициент  $k$  определен с точностью  $\pm 1 \cdot 10^{-4}$ . Это почти на полпорядка точнее всех других методов.

Для эталонирования этим способом построены специальные приборы, выпускаемые сейчас промышленностью. Существует два типа таких приборов.

Прибор ПЭК-2 для геометрического эталонирования гравиметров представляет собой вращающуюся раму, сделанную в виде полого цилиндра, в котором закрепляется гравиметр. Для измерения углов наклона прибор имеет вертикальный круг, установленный на одной оси вращения с рамой прибора. Мерой измерения кажущегося изменения силы тяжести, происходящего в результате наклона гравиметра, являются углы наклона, измеряемые по кругу оптического теодолита. Относительная погрешность определения цены деления гравиметра таким прибором составляет  $1 \cdot 10^{-4}$  независимо от диапазона прибора. Погрешность определения нелинейности шкалы отсчетного устройства гравиметра равна  $\pm(0,01-0,02)$  мгл для гравиметров с малым диапазоном и  $\pm(0,05-0,10)$  мгл для гравиметров с диапазоном в несколько галов.

Другая установка УЭГ-2 состоит из установочной плиты с гори-



зонитальным кругом, накладных уровней и теодолита ОТ-02. Установка позволяет измерять углы наклона чувствительности системы гравиметра к горизонту автоколлимационным способом с помощью вертикального круга оптического теодолита. Диапазон кажущегося изменения силы тяжести на этом приборе составляет 5000 мгл. Точность установки горизонтальности оси вращения  $10''$ , отклонение от вертикали оси поворотного устройства также не превосходит  $10''$ . Точность установки основной плиты  $\pm 1''$  и точность измерения угла наклона  $\pm 0'',5$ . Все это обеспечивает эталонирование гравиметров в широком диапазоне с относительной ошибкой, не превосходящей  $1 \cdot 10^{-4}$ .

### Эталонирование способом нагрузки

Этот способ основан на нагрузке системы известной массой. Тогда легче рассчитать добавочный вес и изменение силы тяжести. Деля это изменение на разность отсчетов по шкале до навески груза и после снятия его, получают коэффициент эталонирования. Способ применим для гравиметров любого типа, однако подобно способу наклона требует высокой точности и большой тщательности эксперимента. Практически он применяется редко.

Для эталонирования способом нагрузки у некоторых типов гравиметров предусмотрены специальные калибровочные приспособления. Так, например, у гравиметра GS-11, GS-12 на рычаге имеются две лунки, расположенные на расстоянии в 5 и 2,5 мм от оси вращения. В одной из лунок находится медный шарик, не меняющий своего положения при небольших наклонах прибора и при его перевозке. При наклоне прибора на  $90^\circ$  этот шарик можно перекачать в другую лунку, при этом происходит изменение момента массы на постоянную величину, которое соответствует определенной разности  $\Delta g$  (около 200 мгл). Изменение момента при перемещении груза зависит от температуры гравиметра, участка шкалы измерительного устройства и величины силы тяжести в месте эталонирования. Первые две поправки определяются экспериментально. Зависимость от силы тяжести в месте наблюдения учитывается по формуле

$$\Delta g_i = \Delta g_0 \left( 1 + \frac{g_i - g_0}{g_0} \right),$$

где  $g_0$  — значение силы тяжести, при котором определено  $\Delta g_0$ , приведенное в паспорте прибора;  $g_i$  — сила тяжести в месте эталонирования.

Аналогичное калибровочное устройство осуществлено в Канаде (Доминионская обсерватория) у гравиметров «Северная Америка». Этот метод эталонирования удобен тем, что позволяет легко следить за постоянством цены деления гравиметра во времени. На практике полученная этим методом точность определения масштабных коэффициентов составляет  $5 \cdot 10^{-4}$ .

В гравиметрах с нелинейной шкалой принцип различных способов эталонирования сохраняется, только чаще определяются не

параметры системы, входящие в константы формулы, а поправка в результат, вычисленный по приближенной, но достаточно точной формуле. Эта поправка может быть принята линейной.

#### § 4. УРАВНИВАНИЕ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ СЕТЕЙ

Если гравиметрические определения произведены по замкнутому полигону, т. е. точки расположены так, что последняя из них совпадает с первой, то сумма истинных приращений силы тяжести от точки к точке по всему периметру полигона равна нулю. Однако в силу ошибок, возникающих при измерениях с гравиметром, измеренные разности будут как-то отличаться от истинных, и сумма их будет равна некоторой отличной от нуля величине  $v$ , называемой невязкой полигона. Уравнивание состоит в нахождении наивероятнейших поправок в наблюдаемые значения разностей силы тяжести  $\Delta g$ . При этом после введения их сумма разностей силы тяжести по полигону должна обращаться в нуль. Если сеть состоит из многих, связанных между собой полигонов, то ищется такая система поправок, которая обратила бы в нуль суммы разностей  $\Delta g$  во всех полигонах. При этом ищут такую систему поправок, сумма квадратов которых была бы наименьшей.

Уравнивание приводит к перераспределению ошибок, в результате чего материал наблюдений становится более однородным, но при этом точность пунктов повышается незначительно. Больше того, если в сети было несколько грубо определенных пунктов с большими ошибками, то в результате уравнивания эти пункты получают некоторые поправки и оценку, общую с оценкой всей сети, так что их ненадежность будет трудно заметить. В этом случае истинное повышение точности путем переопределения ненадежных пунктов заменится кажущимся повышением точности, маскирующим большие ошибки путем искусственного перераспределения ошибок.

В силу изложенного уравнивать следует достаточно однородный материал, а все «выскакивающие», ненадежные определения следует переопределять, а не включать механически в уравнивание. Если определения достаточно однородны, то уравнивание можно применять, так как перераспределение ошибок не улучшит существенно качество материала.

Учитывая сказанное, а также громоздкость вычислений при уравнивании, работу по определению опорных сетей следует строить так, чтобы материал получался достаточно однородным и не было необходимости в его уравнивании. Простейшим случаем уравнивания является разбрасывание невязки в изолированном полигоне пропорционально числу пунктов. Уравнивание, исключая его простейший случай, следует производить только при построении опорных сетей. Совершенно нерационально применять его на рядовых гравиметрических съемках.

Уравнивание в его классическом виде используется в геодезии при построении триангуляций и нивелирных сетей. В гравиметрии пользуются упрощенным способом, предложенным для геодезических работ геодезистом В. В. Поповым.

### Уравнивание опорной гравиметрической сети методом полигонов или методом коррелат

Рассмотрим гравиметрическую сеть, состоящую из ряда полигонов — *I, II, III, IV, V* (рис. 77). Участки полигонов между точками встреч с другими полигонами будем называть звеньями полигона. Звеньями полигонов являются участки *AB, BC, CD, DB* и т. д. Фактическая длина звена, т. е. расстояние от *A* до *B* и т. д., в гравиметрии не играет роли. За длину звена *l* обычно принимается число разностей силы тяжести, определенных на нем. Обозначим невязку каждого полигона через *v* с соответствующими индексами, а через *k* с соответствующими индексами поправку, приходящуюся на единицу условной длины полигона, для изолированного полигона такой единицей является одна разность. Для изолированного полигона, не имеющего смежных полигонов, суммарная поправка будет

$$k_1 (l_1 + l_{12} + l_{13}).$$

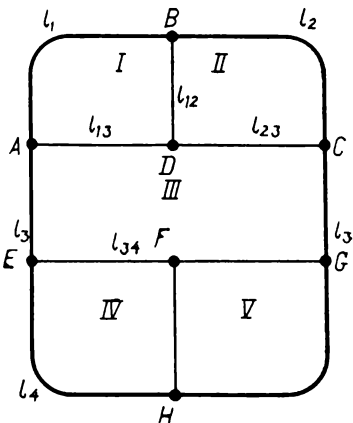


Рис. 77. Пояснение к уравниванию сетей методом коррелат.

При наличии смежных полигонов в звеньях, примыкающих к полигону, возникает условие, что невязка в этом звене при обходе по полигону равна невязке в этом же звене при обходе по смежному полигону, имеющему с данным общее звено. Значит, разбрасывая невязку, мы должны в смежные звенья внести такую поправку, чтобы она была подходящей для обоих смежных полигонов. В нашем примере для полигона *I* эта поправка в смежное звено  $l_{12}$  будет  $k_1 l_{12}$ , а для полигона *II* —  $k_2 l_{12}$ .

Невязка для полигона *I*

$$k_1 (l_1 + l_{12} + l_{13}) - k_2 l_{12} - k_3 l_{13} + v_1 = 0; \quad (\text{XI.21})$$

невязка для полигона *II*

$$k_2 (l_{12} + l_2 + l_{23}) - k_1 l_{12} - k_3 l_{23} + v_2 = 0.$$

По этому же правилу составим невязку для полигона *III*

$$k_3 (l_{13} + l_{23} + l_3 + l_{34} + l_{35}) - k_1 l_{13} - k_2 l_{23} - k_4 l_{34} - k_5 l_{35} + v_3 = 0$$

и так далее для других полигонов.

Число таких уравнений равно числу полигонов. Для каждого полигона определяется одно значение поправки  $k_i$ . Поправки  $k_i$ , характеризующие общую поправку на единицу длины полигона, называют коррелатами.

Из уравнений (XI.21) видим, какие поправки получаются для пунктов различных звеньев полигона. Для этого достаточно в уравнениях объединить члены по  $l$ . Тогда коэффициентами при них будут поправки в звено:

$$\begin{aligned} k_1 l_1 + (k_1 - k_2) l_{12} + (k_1 - k_3) l_{13} &= v_1, \\ (k_2 - k_1) l_{12} + k_2 l_2 + (k_2 - k_3) l_{23} &= v_2, \\ (k_3 - k_1) l_{13} + (k_3 - k_2) l_{23} + k_3 l_3 + (k_3 - k_4) l_{34} + \\ &+ (k_3 - k_5) l_{35} = v_3, \\ &\dots \end{aligned} \quad (\text{XI.22})$$

Для пунктов звена I полигона I поправка будет	$k_1$
Для пунктов звена 2 полигона II	$k_2$
Для звена I 2 полигонов I, II	$k_1 - k_2$
Для звена I 3 полигонов I, III	$k_1 - k_3$

Если измерения по некоторым полигонам или нескольким звеньям проведены несколько раз, т. е. они измерены точнее других, то урав-

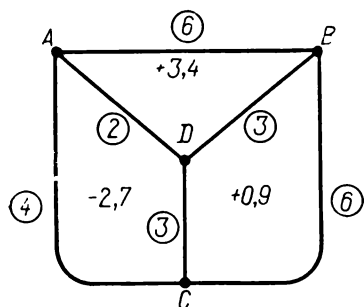


Рис. 78. Пример уравнивания сети из трех полигонов методом коррелат.

нивание следует производить с учетом весов. Если в цепи есть точки с твердым значением силы тяжести (опорные пункты более высоких классов), то можно составить дополнительное условие, рассматривая путь между этими двумя точками как замкнутый полигон, и определить невязку.

Рассмотрим пример уравнивания сети из трех полигонов (рис. 78). Внутри полигонов записаны невязки, кружками обведены условные длины звеньев, т. е. число разностей  $\Delta g$  в них. Для этих полигонов уравнения вида (XI.21) можно составить прямо по чертежу: для

каждого полигона надо выписать член, состоящий из произведения коррелаты  $k$  данного полигона на сумму длин звеньев, и из него вычесть произведения длин смежных звеньев на соответствующие коррелаты. Так, для полигонов (рис. 78) уравнения будут иметь вид

$$\begin{aligned} 11k_1 - 2k_2 - 3k_3 + 3,4 &= 0, \\ -2k_1 + 9k_2 - 3k_3 - 2,7 &= 0, \\ -3k_1 - 3k_2 + 12k_3 + 0,9 &= 0. \end{aligned}$$

Решая эту систему, находим:  
коррелаты

$$k_1 = -0,3, \quad k_2 = +0,2, \quad k_3 = -0,1;$$

поправки:

на звено	$AB$	$6k_1 = -1,8,$	
»	»	$BD$	$3(k_1 - k_3) = -0,6,$
»	»	$DA$	$2(k_1 - k_2) = -1,0,$
»	»	$BC$	$6k_3 = -0,6,$
»	»	$CD$	$3(k_3 - k_2) = -0,9,$
»	»	$CA$	$4k_2 = 0,8.$

Эти поправки делятся на число разностей в соответствующем звене и придаются каждой разности  $\Delta g$ . Решение системы (XI.22) может вызвать значительные трудности, поэтому для больших опорных сетей применяются приближенные методы уравнивания. Одним из таких методов является метод последовательных приближений.

### Уравнивание опорной гравиметрической сети методом последовательных приближений

Рассмотрим этот метод на примере трех смежных полигонов (рис. 79). Составим для этих полигонов уравнения, в которых обозначим:

$$\begin{aligned} l_1 + l_{12} + l_{13} &= L_1, \\ l_2 + l_{23} + l_{12} &= L_2, \quad (\text{XI.23}) \\ l_3 + l_{13} + l_{23} &= L_3, \end{aligned}$$

Тогда нормальные уравнения будут:

$$\begin{aligned} L_1 k_1 - l_{12} k_2 - l_{13} k_3 + v_1 &= 0, \\ -l_{12} k_1 + L_2 k_2 - l_{23} k_3 + v_2 &= 0, \quad (\text{XI.24}) \\ -l_{13} k_1 - l_{23} k_2 + L_3 k_3 + v_3 &= 0. \end{aligned}$$

Решим уравнения (XI.24) в первом приближении, пренебрегая величинами  $l$ , которые всегда меньше  $L$ ,

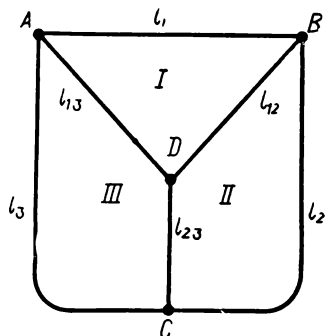


Рис. 79. Пояснение к уравниванию сетей методом последовательных приближений.

$$\begin{aligned} k_1 &= -\frac{v_1}{L_1} + k'_1, \\ k_2 &= -\frac{v_2}{L_2} + k'_2, \\ k_3 &= -\frac{v_3}{L_3} + k'_3. \end{aligned} \quad (\text{XI.25})$$

К решениям первого приближения  $\frac{v_1}{L_1}$ ,  $\frac{v_2}{L_2}$ ,  $\frac{v_3}{L_3}$  мы приписали поправки  $k'_1$ ,  $k'_2$ ,  $k'_3$ , добавка которых приводит приближенное решение к точному.

Найденные решения (XI.25) подставим в исходные уравнения (XI.24):

$$\begin{aligned} L_1 k'_1 - l_{12} k'_2 - l_{13} k'_3 + \left( \frac{l_{12}}{L_2} v_2 + \frac{l_{13}}{L_3} v_3 \right) &= 0, \\ -l_{12} k'_1 + L_2 k'_2 - l_{23} k'_3 + \left( \frac{l_{12}}{L_1} v_1 + \frac{l_{23}}{L_3} v_3 \right) &= 0, \\ -l_{13} k'_1 - l_{23} k'_2 + L_3 k'_3 + \left( \frac{l_{13}}{L_1} v_1 + \frac{l_{23}}{L_2} v_2 \right) &= 0. \end{aligned} \quad (\text{XI.26})$$

Величины в скобках обозначим соответственно через  $v'_1$ ,  $v'_2$  и  $v'_3$ :

$$\begin{aligned} v'_1 &= \left( \frac{l_{12}}{L_2} v_2 + \frac{l_{13}}{L_3} v_3 \right), \\ v'_2 &= \left( \frac{l_{12}}{L_1} v_1 + \frac{l_{23}}{L_3} v_3 \right), \\ v'_3 &= \left( \frac{l_{13}}{L_1} v_1 + \frac{l_{23}}{L_2} v_2 \right). \end{aligned} \quad (\text{XI.27})$$

Тогда уравнения (XI.26) можно написать в виде

$$\begin{aligned} L_1 k'_1 - l_{12} k'_2 - l_{13} k'_3 + v'_1 &= 0, \\ -l_{12} k'_1 + L_2 k'_2 - l_{23} k'_3 + v'_2 &= 0, \\ -l_{13} k'_1 - l_{23} k'_2 + L_3 k'_3 + v'_3 &= 0. \end{aligned} \quad (\text{XI.28})$$

Легко видеть, что свободные члены  $v'$  меньше первоначальных свободных членов  $v$ .

Уравнения (XI.28) по структуре в точности совпадают с исходными уравнениями (XI.24), однако написаны уже для поправок  $k'$  к исходным коррелатам  $k$ . Решая эти уравнения также приближенно и пренебрегая произведениями  $lk$ , получим аналогичные (XI.25) приближенные решения для поправок коррелат:

$$\begin{aligned} k'_1 &= -\frac{v'_1}{L_1} + k''_1, \\ k'_2 &= -\frac{v'_2}{L_2} + k''_2, \\ k'_3 &= -\frac{v'_3}{L_3} + k''_3. \end{aligned} \quad (\text{XI.29})$$

Подставляя решения (XI.29) в (XI.28), получим систему уравнений для третьего приближения:

$$\begin{aligned} L_1 k''_1 - l_{12} k''_2 - l_{13} k''_3 + v''_1 &= 0, \\ -l_{12} k''_1 + L_2 k''_2 - l_{23} k''_3 + v''_2 &= 0, \\ -l_{13} k''_1 - l_{23} k''_2 + L_3 k''_3 + v''_3 &= 0, \end{aligned} \quad (\text{XI.30})$$

где

$$\begin{aligned}v_1'' &= \frac{l_{12}}{L_2} v_2' + \frac{l_{13}}{L_3} v_3', \\v_2'' &= \frac{l_{12}}{L_1} v_1' + \frac{l_{23}}{L_3} v_3', \\v_3'' &= \frac{l_{13}}{L_1} v_1' + \frac{l_{23}}{L_2} v_2'.\end{aligned}\tag{XI.31}$$

Свободные члены  $v''$  меньше  $v'$ . Повторяя процесс приближений, мы получаем все уменьшающиеся значения поправок  $k_i$  и свободных членов  $v_i$  до тех пор, пока этими поправками можно будет пренебречь.

Из уравнений (XI.25), (XI.29) и последующих приближений для  $k$  имеем

$$\begin{aligned}k_1 &= -\frac{1}{L_1} (v_1 + v_1' + v_1'' + \dots), \\k_2 &= -\frac{1}{L_2} (v_2 + v_2' + v_2'' + \dots), \\k_3 &= -\frac{1}{L_3} (v_3 + v_3' + v_3'' + \dots),\end{aligned}\tag{XI.32}$$

где в скобках заключены ряды быстро убывающих значений  $v_i$ , которые находятся из уравнений (XI.27), (XI.31). Когда вычислены все невязки  $v$ , удобно составить суммы, позволяющие получить поправки не на единицу длины (XI.32), а полные поправки в звено. Эти суммы получим, умножив (XI.32) на длины соответствующих звеньев:

$$\begin{aligned}S_1 &= \frac{l_1}{L_1} v_1 + \frac{l_1}{L_1} v_1' + \frac{l_1}{L_1} v_1'' + \dots, \\S_2 &= \frac{l_2}{L_2} v_2 + \frac{l_2}{L_2} v_2' + \frac{l_2}{L_2} v_2'' + \dots, \\S_3 &= \frac{l_3}{L_3} v_3 + \frac{l_3}{L_3} v_3' + \frac{l_3}{L_3} v_3'' + \dots, \\S_{12} &= \frac{l_{12}}{L_1} v_1 + \frac{l_{12}}{L_1} v_1' + \frac{l_{12}}{L_1} v_1'' + \dots, \\S_{21} &= \frac{l_{12}}{L_2} v_2 + \frac{l_{12}}{L_2} v_2' + \frac{l_{12}}{L_2} v_2'' + \dots, \\S_{13} &= \frac{l_{13}}{L_1} v_1 + \frac{l_{13}}{L_1} v_1' + \frac{l_{13}}{L_1} v_1'' + \dots, \\S_{31} &= \frac{l_{13}}{L_3} v_3 + \frac{l_{13}}{L_3} v_3' + \frac{l_{13}}{L_3} v_3'' + \dots, \\S_{23} &= \frac{l_{23}}{L_2} v_2 + \frac{l_{23}}{L_2} v_2' + \frac{l_{23}}{L_2} v_2'' + \dots, \\S_{32} &= \frac{l_{23}}{L_3} v_3 + \frac{l_{23}}{L_3} v_3' + \frac{l_{23}}{L_3} v_3'' + \dots.\end{aligned}\tag{XI.33}$$

Теперь суммарные поправки в звено можно записать в виде

$$\begin{aligned} l_1 k_1 &= -\frac{l_1}{L_1} (v_1 + v'_1 + v''_1 + \dots) = -S_1, \\ l_2 k_2 &= -S_2, \\ l_3 k_3 &= -S_3, \\ l_{12} (k_1 - k_2) &= S_{21} - S_{12}, \\ l_{13} (k_1 - k_3) &= S_{31} - S_{13}, \\ l_{23} (k_2 - k_3) &= S_{32} - S_{23}. \end{aligned} \quad (\text{XI.34})$$

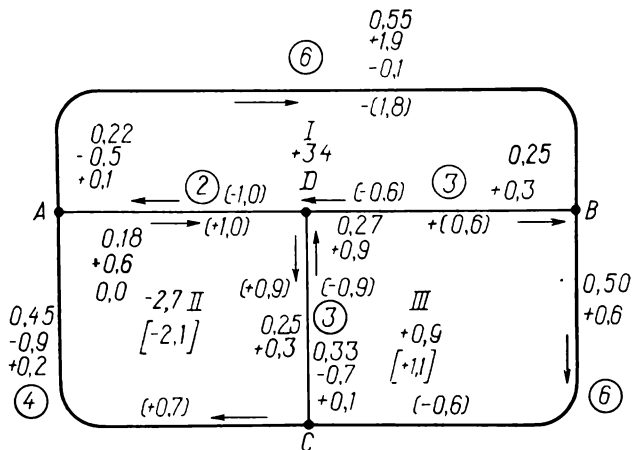


Рис. 80. Пример уравнивания сети из трех полигонов методом последовательных приближений.

Рассмотрим последовательность операций при уравнивании методом последовательных приближений на примере трех свободных полигонов (рис. 80). Внутри полигонов посередине выписаны их невязки, в кружках даны условные длины звеньев, т. е. числа разностей  $\Delta g$  в звене. Для каждого звена образуем отношения длины звена к периметру полигона  $\frac{l}{L}$ . Для каждого полигона сумма таких отношений равна единице. Отношения  $\frac{l}{L}$  выписываем красными чернилами у соответствующего звена вне полигона, для которого такое число вычислено. Отношения  $l/L$  называют «красными числами». Выбираем полигон, с которого начнем вести уравнивание. В принципе безразлично, какой полигон взять за исходный, удобнее взять полигон с большей невязкой. Невязку полигона умножаем на соответствующие «красные числа» и произведения выписываем под ними в табличку. Переходим ко второму полигону. К его первоначальной невязке надо добавить невязку звена, вынесенную за полигон I. В нашем примере +0,6. Получаем новую невязку -2,1, которую разбрасываем по звеньям, умножая на «красные числа», т. е. на 0,22;



0,33; 0,45, и получаем поправки, соответственно равные  $-0,5$ ;  $-0,7$ ;  $-0,9$ . Полученные величины вписываем в таблицы вне полигона под «красными числами». Переходим к полигону III. В него уже внесены невязки из полигона I  $+0,9$  и из полигона II  $-0,7$ . Добавляем эти невязки звеньев к общей невязке. Получаем новую невязку полигона  $+1,1$ . Эту невязку разбрасываем по звеньям умножением на «красные числа» (0,25; 0,50; 0,25). Эта операция продолжается последовательно для всех полигонов. На этом заканчивается первое приближение. Второе приближение начинается с образования новых невязок, которые получаются как сумма невязок звеньев, переданных из смежных полигонов, т. е. как сумма первых строк таблиц под «красными числами». В нашем примере для полигона I такая невязка второго приближения будет  $-0,5 + 0,3 = -0,2$ . Эта невязка выписывается под исходной невязкой. Далее она разбрасывается по звеньям умножением на «красные числа», как это делалось при первом приближении, и полученные числа выписываются в таблицы под соответствующими «красными числами». Для полигона I эти невязки  $-0,1$ ;  $+0,0$ ;  $-0,0$ . В полигоне II считается новая невязка, она равна  $(0,0 + 0,3 = +0,3)$ , и производится распределение ее по звеньям  $+0,1$ ;  $+0,2$ ;  $+0,1$ . Переходим к полигону III и т. д. Обычно второго приближения бывает достаточно. Теперь, когда невязки вынесены за полигоны, подсчитывают поправки звеньев. Для звеньев, не имеющих смежных полигонов, поправки образуются просто как сумма чисел, стоящих в таблице под «красными числами», и берутся со знаком минус при прямом обходе полигона. Так, для звена  $AB$  поправка будет  $-1,8$ , для звеньев смежных полигонов поправки образуются как разность сумм поправок. При этом суммарная поправка звена, взятая по ходу полигона, равняется суммарной поправке, записанной внутри полигона, минус поправка, записанная вне полигона. В нашем примере эти поправки записаны внутри полигона у соответствующих звеньев в скобках.

В случае, если опорная сеть имеет твердые точки, то уравнивание можно делать тем же способом, только к нормальным уравнениям (XI.21) надо добавить еще условие, возникающее на звене между твердыми точками. Так, если в сети, представленной на рис. 77, для которой составлялось уравнение (XI.21), точки  $A$  и  $C$  являются твердыми, то к уравнениям (XI.21) надо добавить условие

$$-(k_1 - k_3) l_{13} - (k_2 - k_3) l_{23} + k_{AC} L_{AC} + v_{AC} = 0,$$

где  $k_{AC}$  — невязка на единицу длины звена  $AC$  между твердыми точками;  $L_{AC}$  — условная длина этого звена. Однако в этом случае простой графический способ уравнивания уже не применим.

### Уравнивание гравиметрических сетей методом узлов

При наличии в сети твердых точек, например опорных пунктов высших классов, удобнее производить уравнивание методом узлов.

Рассмотрим сеть, состоящую из ряда точек, в которых пересекаются гравиметрические рейсы (рис. 81). Такие точки назовем узлами. Среди узлов есть опорные пункты высших классов с твердым, не подлежащим изменению в результате уравнивания значением силы тяжести. Такие пункты обозначены буквами  $A, B, C$ . Остальные узлы будем обозначать цифрами. Между узлами располагается ряд точек, между которыми определены разности силы тяжести. Этот ряд разностей будем называть звеном. При уравнивании определяется

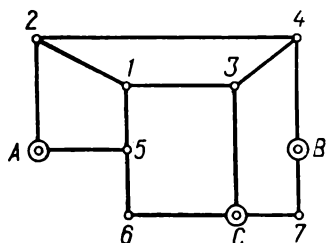


Рис. 81. Пояснения к формулам (XI.35), (XI.36) при уравнивании сетей методом узлов.

поправка в звено. Эта поправка разбрасывается между пунктами, расположенными внутри звена. Через  $\Delta g_{A2}, \Delta g_{21}, \Delta g_{13}$  и т. д. обозначим измеренные разности силы тяжести по звеньям между узлами. Обратим внимание, что  $\Delta g_{ij} = -\Delta g_{ji}$ . Введем также веса звеньев и обозначим их через  $p_{A2}, p_{21}, p_{13}$  и т. д. За веса будем принимать число связей, выполненных по этому рейсу.

Пользуясь наблюдаемыми разностями силы тяжести, вычислим приближенные значения силы тяжести во всех узлах, идя по звеньям от твердых точек. Эти приближенные значения обозначим через  $g^0$ . Тогда

$$\begin{aligned} g_2^0 &= g_A + \Delta g_{A2}, \\ g_1^0 &= g_2^0 + \Delta g_{21}, \\ g_3^0 &= g_1^0 + \Delta g_{13}, \\ &\dots \end{aligned} \quad (\text{XI.35})$$

Вероятнейшие значения искомых величин  $g$  получим, если к приближенным значениям  $g^0$  прибавим некоторые поправки  $x$ , которые мы и должны найти в результате уравнивания. Тогда уравненные значения силы тяжести будут:

$$\begin{aligned} g_1 &= g_1^0 + x_1, \\ g_2 &= g_2^0 + x_2, \\ g_3 &= g_3^0 + x_3, \\ &\dots \end{aligned} \quad (\text{XI.36})$$

Рассмотрим условие, возникающее в узле 1. Для этого предположим, что в смежных узлах (будем так называть узлы, связанные звеньями гравиметрических определений), т. е. в узлах 2, 3, 5, вероятнейшие поправки найдены и уравненные значения  $g$  известны. Тогда, очевидно, для узла 1 можно получить три приближенных значения силы тяжести:

$$\begin{aligned} \text{от узла 2} \quad g_1^0 &= g_2 + \Delta g_{21}, \\ \text{» » 3} \quad g_1^0 &= g_3 + \Delta g_{31}, \\ \text{» » 5} \quad g_1^0 &= g_5 + \Delta g_{51}. \end{aligned}$$

Пусть веса соответствующих связей будут  $p_{21}$ ,  $p_{31}$ ,  $p_{51}$ . Тогда вероятнейшее значение  $g$  в точке  $I$  получится как среднее весовое из всех трех значений  $g$ :

$$g_1 = \frac{p_{21}(g_2 + \Delta g_{21}) + p_{31}(g_3 + \Delta g_{31}) + p_{51}(g_5 + \Delta g_{51})}{p_{21} + p_{31} + p_{51}}. \quad (\text{XI.37})$$

В этом уравнении заменим  $g_i$  их выражением из (XI.36), т. е. введем неизвестные поправки  $x_i$  и освободимся от знаменателя, умножив обе части равенства на  $p_{21} + p_{31} + p_{51}$ :

$$(g_1^0 + x_1)(p_{21} + p_{31} + p_{51}) = p_{21}(g_2^0 + x_2 + \Delta g_{21}) + \\ + p_{31}(g_3^0 + x_3 + \Delta g_{31}) + p_{51}(g_5^0 + x_5 + \Delta g_{51}).$$

Сгруппируем теперь отдельно члены с  $x$  и члены при  $p_{ij}$  без  $x$

$$(p_{21} + p_{31} + p_{51})x_1 - p_{21}x_2 - p_{31}x_3 - p_{51}x_5 - \\ - [p_{21}(g_2^0 + \Delta g_{21} - g_1^0) + p_{31}(g_3^0 + \Delta g_{31} - g_1^0) + p_{51}(g_5^0 + \Delta g_{51} - g_1^0)] = 0. \quad (\text{XI.38})$$

В этом уравнении обозначим  $p_{21} + p_{31} + p_{51} = p_1$ , т. е. сумму весов звеньев, сходящихся к данному узлу, примем за вес узла. Аналогично для других узлов запишем

$$p_{A2} + p_{12} + p_{42} = p_2, \\ p_{13} + p_{43} + p_{C3} = p_3, \\ \dots \dots \dots \quad (\text{XI.39})$$

Стоящие в круглых скобках разности, представляющие невязки в звеньях, обозначим через  $v_{ij}$ , тогда

$$g_2^0 + \Delta g_{21} - g_1^0 = v_{21}, \\ g_3^0 + \Delta g_{31} - g_1^0 = v_{31}, \\ g_5^0 + \Delta g_{51} - g_1^0 = v_{51}, \\ g_1^0 + \Delta g_{12} - g_2^0 = v_{12}, \\ \dots \dots \dots \quad (\text{XI.40})$$

теперь уравнение (XI.38) примет вид

$$p_1 x_1 - p_{21} x_2 - p_{31} x_3 - p_{51} x_5 - (p_{21} v_{21} + p_{31} v_{31} + p_{51} v_{51}) = 0. \quad (\text{XI.41})$$

В скобке этого уравнения стоит сумма произведений весов звеньев, сходящихся к этому узлу на невязки этих звеньев. Назовем их невязками узлов и обозначим через  $v$  с индексом данного узла. Тогда

$$p_{21} v_{21} + p_{31} v_{31} + p_{51} v_{51} = v_1, \\ p_{A2} v_{A2} + p_{12} v_{12} + p_{42} v_{42} = v_2, \\ p_{13} v_{13} + p_{43} v_{43} + p_{C3} v_{C3} = v_3, \\ \dots \dots \dots \quad (\text{XI.42})$$

Теперь уравнение невязок в узле (XI.41), аналогичное для других узлов, напишем в следующей форме:

$$\begin{aligned} p_1 x_1 - p_{21} x_2 - p_{31} x_3 - p_{51} x_5 - v_1 &= 0, \\ p_2 x_2 - p_{12} x_1 - p_{42} x_4 - v_2 &= 0, \\ p_3 x_3 - p_{13} x_1 - p_{43} x_4 - v_3 &= 0, \end{aligned} \quad (\text{XI.43})$$

Поправки в твердые точки равны нулю, поэтому уравнения не содержат членов  $p_{A2} x_A$ ,  $p_{C3} x_C$  и т. д. Решая уравнения (XI.43), находим вероятнейшие поправки  $x_i$  к принятой системе значений  $g_i^0$  в узлах сети. Этим и осуществляется уравнивание. Однако систему (XI.43) можно решить при малом числе неизвестных. При большом количестве узлов такое решение весьма сложно. Поэтому применяется, как и в случае уравнивания по полигонам, метод последовательных приближений.

#### Метод последовательных приближений при уравнивании по узлам

Введем новые переменные  $y_i = x_i p_i$  в уравнения невязок (XI.43):

$$\begin{aligned} y_1 - \frac{p_{21}}{p_2} y_2 - \frac{p_{31}}{p_3} y_3 - \frac{p_{51}}{p_5} y_5 - v_1 &= 0, \\ y_2 - \frac{p_{12}}{p_1} y_1 - \frac{p_{42}}{p_4} y_4 - v_2 &= 0, \\ y_3 - \frac{p_{13}}{p_1} y_1 - \frac{p_{43}}{p_4} y_4 - v_3 &= 0, \\ \dots \dots \dots \end{aligned} \quad (\text{XI.44})$$

Отношения весов в этой системе уравнений обозначим через  $k$  с индексами весов в числителе

$$\frac{p_{21}}{p_2} = k_{21}, \quad \frac{p_{31}}{p_3} = k_{31}, \quad \frac{p_{51}}{p_5} = k_{51}. \quad (\text{XI.45})$$

Заметим, что  $k_{21} = k_{12}$  и т. д.

Эти величины представляют отношения весов каждого звена к весу звеньев, всех сходящихся к узлу, т. е. это те отношения, пропорционально которым следует разбрасывать невязки узла. Так же как в методе полигонов, назовем их «красными числами» (на рабочей схеме уравнивания они выписываются обычно красными чернилами). Сумма «красных чисел» равна единице.

Напишем уравнения (XI.44) с учетом (XI.45):

$$\begin{aligned} y_1 - k_{21} y_2 - k_{31} y_3 - k_{51} y_5 - v_1 &= 0, \\ y_2 - k_{12} y_1 - k_{42} y_4 - v_2 &= 0, \\ y_3 - k_{13} y_1 - k_{43} y_4 - v_3 &= 0. \end{aligned} \quad (\text{XI.46})$$

Делаем первое приближение. Для этого полагаем

$$\begin{matrix} y_1 = v_1 + y'_1 \\ \cdot \quad \cdot \quad \cdot \quad \cdot \quad \cdot \\ \cdot \quad \cdot \quad \cdot \quad \cdot \quad \cdot \end{matrix}$$

где  $y'_1, y'_2 \dots$  — малые по отношению к полным невязкам поправки, которыми мы можем пренебречь в первом приближении. Внося эту подстановку в систему (XI.46), имеем

$$\begin{aligned} y_1^{\bullet} - k_{21}y_2 - k_{31}y_3 - k_{51}y_5 &= 0, \\ y_2 - k_{12}y_1^{\bullet} - k_{42}y_4 - v_2 - v_1 &= 0, \\ y_3 - k_{13}y_1^{\bullet} - k_{43}y_4 - v_3 - v_1 &= 0, \end{aligned} \quad (\text{XI}, 47)$$

В системе (XI.47) невязка узла 1 разбросана. Первое уравнение, являющееся уравнением для первого узла, не имеет невязки. Эта невязка передана другим смежным узлам ( $v_1$  в узле 2 и в узле 3). Такую же операцию проделываем для узла 2, внося в (XI.47) поправку  $y_2 = v_2 + v_1 + y'_2$ , тогда

$$\begin{aligned}y_1' - k_{21}y_2' - k_{31}y_3 - k_{51}y_5 - v_2 - v_1 &= 0, \\y_2' - k_{12}y_1' - k_{42}y_4 &= 0, \\y_3 - k_{13}y_1' - k_{43}y_4 - v_3 - v_1 &= 0\end{aligned}\tag{XI.48}$$

и так далее проводим замену всех  $y$ , затем перераспределяем невязки. После этого делаем второе приближение, состоящее из той же процедуры, выполняемой над системой (XI.47) с полностью преобразованными  $y$ .

Описанный процесс разбрасывания узловых невязок и последовательных приближений удобно делать на схеме опорной сети. Рассмотрим пример (рис. 82). Здесь  $ABCD$  — жесткие точки; 1, 2, 3, 4 — узлы, подлежащие уравниванию. На звеньях вписаны их условные длины, равные, например, числу точек. Обратные величины этих длин дадут нам веса. Составим схему уравнивания опорной сети (рис. 83), в которой у узлов оставим места для таблиц, в середине звеньев выписываем значения наблюдаемых  $\Delta g$  (в числителе). Дальнейшая последовательность операций идет в следующем порядке.

1. Под разностями  $\Delta g$  (в знаменателе) выписываем веса (например, в звене  $A4$  вес равен 2,4).

2. Вычисляем  $g_0$ , от опорных  $A, B, C, D$ , добавляя соответствующие разности  $\Delta g$  к твердым значениям  $g$  в опорных пунктах, и вписываем  $g_0$  в таблицы узловых пунктов.

3. По формулам (XI.40) вычисляем невязки  $v_u$  для каждой связи и записываем их у узла, по отношению к которому эти невязки вычислены. Так, для узла 2 по отношению к узлу 3 невязка будет

$85,260 - 0,660 - 84,602 = -0,002$ . Для узла 3 по отношению к узлу 2 эта невязка переменит знак и будет  $+0,002$ .

4. Находим произведения  $v_{ij} \cdot p_{ij}$  умножением найденных и выписанных у звеньев невязок на соответствующие веса и выписываем рядом с невязкой. Так, для звеньев 2—3 величина будет  $-0,002 \cdot 2,1 = -0,0042$ .

5. Вычисляем суммарный вес узла  $p = \sum p_{ij}$ , складывая веса всех звеньев, исходящих из узла. Записываем этот вес в таблицу. В примере он равен в узле 1 9,3, в узле 2 — 10,5.

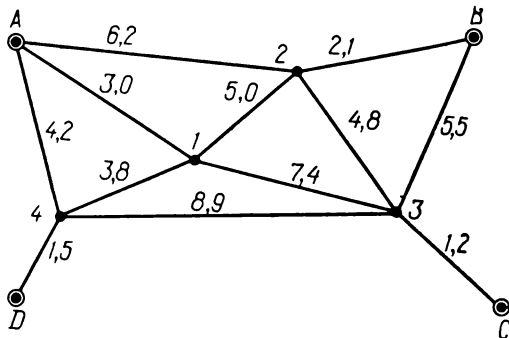


Рис. 82. Пояснение к уравниванию сетей методом узлов.

6. Производим вычисление невязки узла  $v_i = \sum p_{ij} v_{ij}$  по формуле (XI.42) суммированием всех величин  $p_{ij} v_{ij}$ , выписанных у узла, для которого ищется  $v_i$ . Так, для узла 2

$$v_2 = -0,0128 + 0,0120 + 0,0042 + 0,000 = -0,0206.$$

7. Составляем схему (рис. 84), в которой оставляем наши узлы, для которых заготавливаем рамку таблиц. В эти рамки вносим из первой схемы невязки  $v$ , стоящие в третьей строке таблиц (рис. 83).

8. Вычисляем «красные числа» как отношения весов отдельных звеньев (рис. 83, знаменатель) к весу узла  $p$ , стоящему во вторых строках табличек, и выписываем их красными чернилами на схеме (рис. 84) у каждого узла над звеньями.

9. Разбрасываем невязку четвертого звена, умножая невязку  $v$  на соответствующие веса. Полученные произведения вписываем в таблицы смежных узлов под уже записанной там невязкой. Часть невязки, приходящуюся на твердый пункт, записываем за чертой в углу (например, в левом нижнем углу невязка  $+36$ ).

10. Разбрасываем невязку узла 1, равную теперь сумме прежней невязки плюс невязка, выписанная из узла 4 (в нашем примере  $v = -34 + 10 = -24$ ), перемножаем ее на «красные числа» и выносим в смежные узлы. Такая операция проводится по всем узлам. После

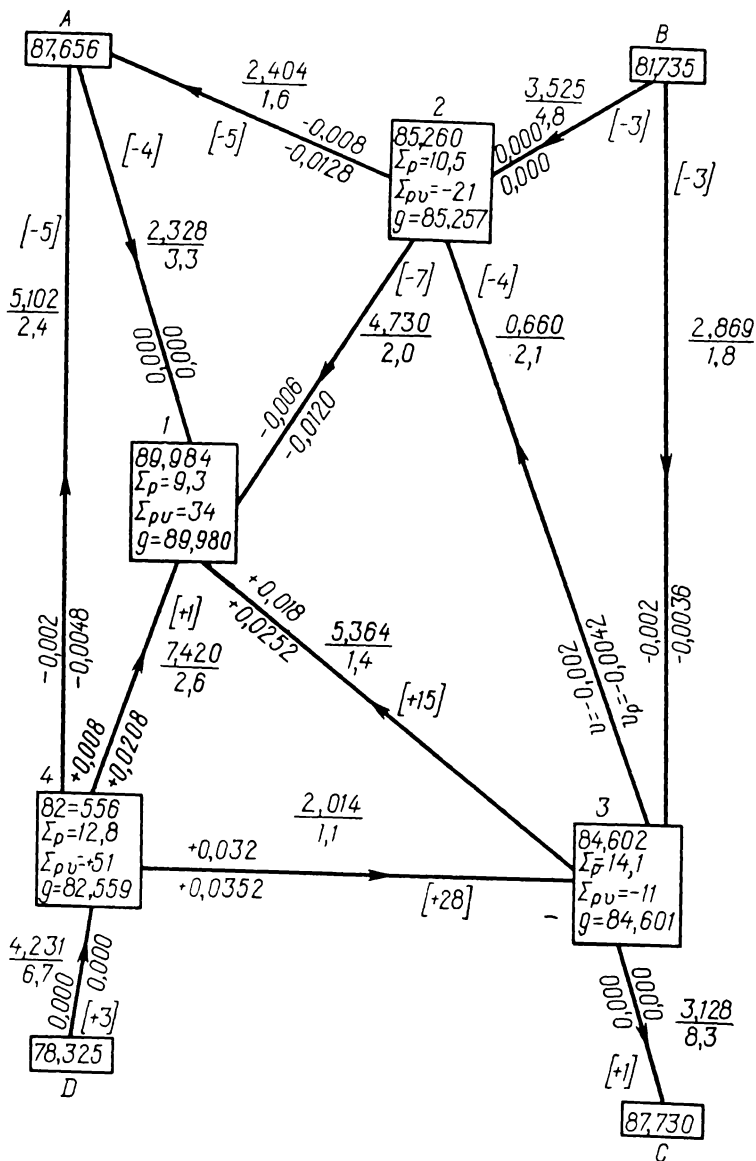


Рис. 83. Пример уравнивания сетей методом узлов.

этого, если нужно, делается второе приближение, т. е. разбрасывание остаточных невязок, начиная опять с узла 1.

11. В таблицах каждого узла складываем все невязки и получаем числа  $y$ .

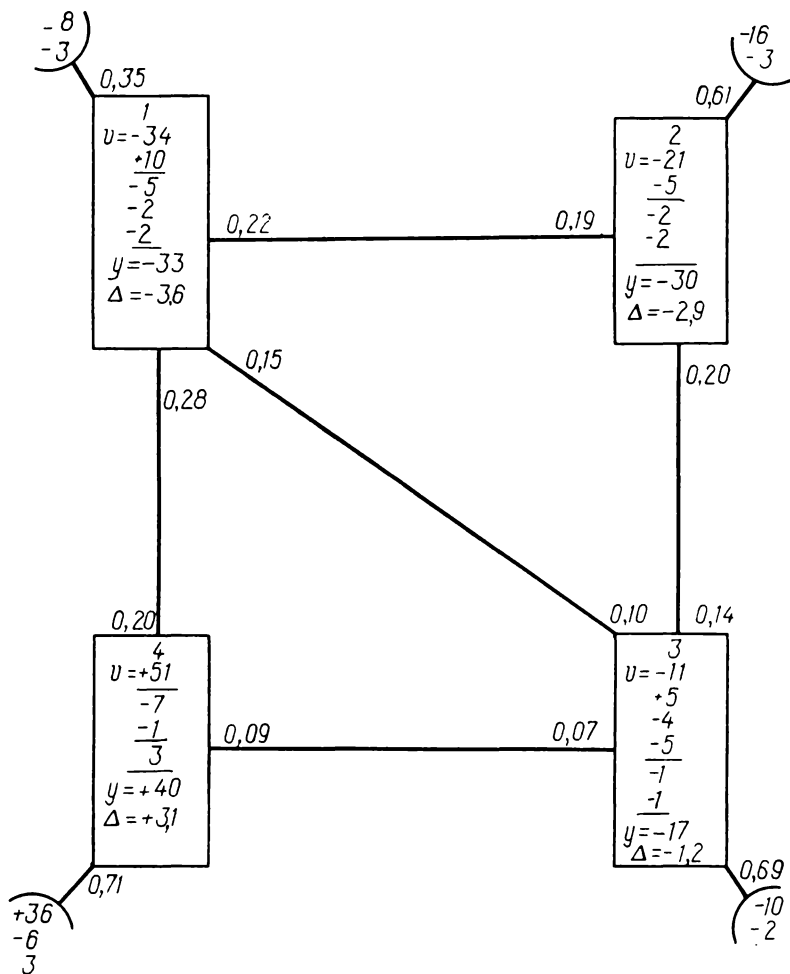


Рис. 84. Схема записи невязок при уравнивании методом узлов.

12. Находим поправки к значениям  $g^0$  в узлах как отношение величин  $y$  к  $p$  узла. В нашем случае

$$g_1 = g_1^0 + \frac{y_1}{p_1} = 89,984 - \frac{0,033}{9,3} = 89,9804,$$

$$g_2 = g_2^0 + \frac{y_2}{p_2} = 85,260 - \frac{0,030}{10,5} = 85,2571.$$



Для оценки точности составляем невязки  $\delta$  по звеньям по формулам (XI.40), в которых вместо приближенных значений  $g_1^?$  берем уравненные значения  $g_1$ . Эти величины вписываем в квадратных скобках (рис. 83). Средняя квадратическая ошибка может быть вычислена по формуле

$$L = \pm \sqrt{\frac{\sum \delta^2}{n}}, \quad (\text{XI.49})$$

где  $n$  — число уравнений, равное числу полигонов плюс число твердых пунктов;  $l$  — условные длины звеньев.

## § 5. МЕТОДИКА СОСТАВЛЕНИЯ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ КАРТ

В настоящее время гравиметровыми съемками покрыты большие территории. Съемки проводились различными приборами с различной целью и степенью детальности. Результаты их обычно представляются в виде карт изоаномал силы тяжести. Карты составляются как по отдельным участкам, так и сводные на обширные районы, целые страны и даже континенты.

Результаты гравиметровых съемок используются для решения геодезических и других задач. При геологической интерпретации гравиметрических данных наиболее употребляемой редукцией является редукция Буге. Поэтому у нас в стране принято составление гравиметрических карт именно с этой редукцией.

Для гравиметрических карт обычно используется нормальная формула Гельмерта 1901—1909 гг. На картах масштабов 1 : 200 000, 1 : 500 000 и 1 : 1 000 000 с правой стороны рамки даются поправки для перехода к нормальной формуле Кассиниса, являющейся международной. За исходное значение силы тяжести принято абсолютное значение силы тяжести, полученное в Потсдаме. За нуль-пункт приведения высот принят уровень Балтийского моря.

Составление гравиметрических карт состоит из следующих основных операций:

- 1) приведения всех используемых съемок к единому гравиметрическому уровню;
- 2) выбора масштаба и сечения карты;
- 3) выбора значения плотности промежуточного слоя;
- 4) построения карты.

### Приведение съемок к единому гравиметрическому уровню

При составлении гравиметрических карт, в особенности сводных для больших территорий, наиболее важным моментом является приведение всех используемых съемок в единую гравиметрическую систему. В большинстве стран для приведения гравиметрических съемок в единую систему созданы специальные высокоточные опорные сети. Опорные сети, выполненные в различных странах на

различных материках, при помощи специальных мировых гравиметрических связей увязаны в единую мировую систему. До настоящего времени в качестве исходного для мировой съемки служит абсолютное значение силы тяжести, полученное в Потсдаме.

При решении большинства геологических задач приведение гравиметровых съемок к общегосударственному уровню силы тяжести должно осуществляться с точностью 1 мгл, так как в противном случае при сочленении детальных съемок, выполненных на соседних планшетах различными партиями, сводные карты гравитационных аномалий будут недопустимо искажены. В самом деле, рассмотрим район, в котором интересующие нас структуры создают аномалии в 2—3 мгл. В этом случае при построении сводной карты форма изоаномал может быть существенно искажена, если аномалия попадет на край двух соседних планшетов, на которых гравиметровая съемка выполнена в разные годы и привязана к разным исходным пунктам, имеющим ошибки в 2—3 мгл. Приведение съемок в единую систему с точностью 1 мгл удовлетворяет также геодезистов при определении по гравиметрическим данным параметров фигуры Земли.

Составление сводных гравиметрических карт начинают с анализа основных данных для всех используемых съемок, а именно с оценки точности опорных сетей, исходных пунктов и связей с ними. При отсутствии связей между съемками при наличии перекосов в их уровнях материалы камерально перерабатываются, в случае необходимости проводятся дополнительные полевые ревизионные работы. Увязка опорных сетей и приведение съемок к единому гравиметрическому уровню являются первым этапом картографо-составительских работ.

### **Выбор масштаба и сечения карты**

Сечение и масштаб гравиметрических карт, составляемых в результате проведения той или другой гравиметровой съемки, определяется густотой сети, ошибкой аномалий и степенью аномальности гравитационного поля. Принятые соотношения между сечением изоаномал отчетных карт, точностью определения аномалий силы тяжести, густотой сети точек наблюдений и масштабами отчетных карт и графиков при съемке с гравиметрами приведены в § 2 настоящей главы. При составлении сводных мелкомасштабных карт по данным съемок различной степени детальности этот вопрос решается иначе. Здесь стремятся предельно сохранить имеющуюся гравиметрическую информацию. Так, например, при составлении сводной карты масштаба 1 : 100 000 по данным детальных съемок масштабов 1 : 100 000 и 1 : 200 000 изоаномалы на ней даются с сечением в 2 мгл. На сводных гравиметрических картах масштаба 1 : 2 500 000 сохраняется сечение в 4 мгл, на карте масштаба 1 : 5 000 000 — 10 мгл. На сводных мелкомасштабных гравиметрических картах сечение изоаномал определяется стремлением сохранить сечение исходных карт и возможностью дать это сечение в данном масштабе так, чтобы карта читалась.

## Выбор значения плотности промежуточного слоя

На значение аномалий Буге существенное влияние оказывает рельеф местности, для исключения которого необходимо знать абсолютные высоты и плотность промежуточного слоя  $\sigma$ , т. е. плотность пород, залегающих между дневной поверхностью и поверхностью относимости (обычно уровень моря). Правильный выбор

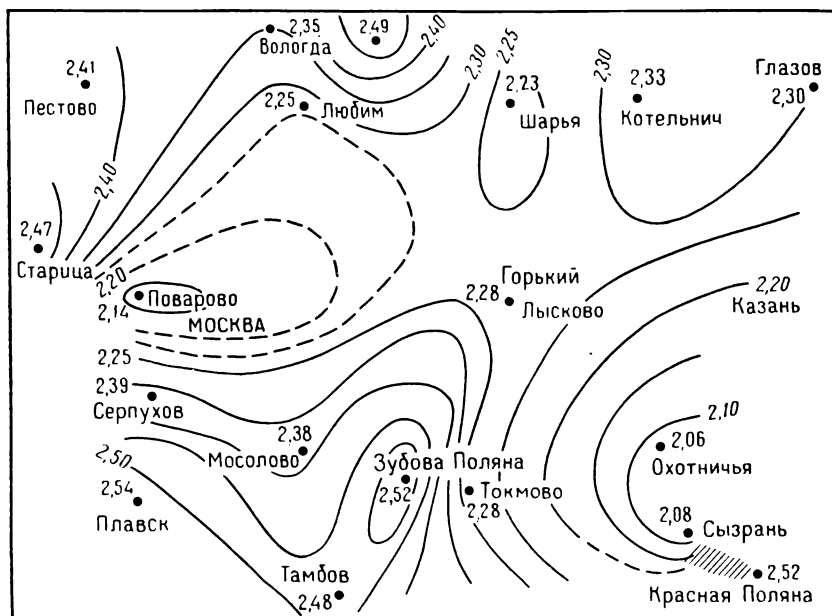


Рис. 85. Схематическая карта плотности пород  $\sigma$  (г/см<sup>3</sup>), залегающих выше уровня моря в центральной части Русской платформы (по М. Л. Озерской). Точками показаны скважины, для которых подсчитана плотность пород.

значения плотности промежуточного слоя особенно важен при составлении карт по результатам высокоточных детальных гравиметровых съемок.

Характер распределения плотности промежуточного слоя определяется геологическим строением района. На рис. 85 приведена карта изменения средней плотности промежуточного слоя на территории Русской платформы.

Схематическая карта плотности промежуточного слоя южной части Сибирской платформы приведена на рис. 86. Здесь контуры линий изоплотностей в общих чертах соответствуют геологической карте. Наибольшие значения плотностей 2,65—2,78 г/см<sup>3</sup> соответствуют выходам на поверхность кембрийских образований. В зоне, где кембрийские образования перекрыты маломощным чехлом юрских или более молодых отложений, а также в районе развития ордовика

средняя плотность промежуточного слоя равна  $2,55\text{--}2,65\text{ г/см}^3$ . Выходам на поверхность пород верхнего ордовика соответствуют плотности  $2,45\text{--}2,55\text{ г/см}^3$ .

Наиболее низкие средние плотности  $2,28\text{--}2,35\text{ г/см}^3$  соответствуют району развития мощной толщи юрских отложений.

На рис. 87 приведена схематическая карта средней плотности промежуточного слоя для района Курских магнитных аномалий.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что плотность промежуточного слоя как для больших, так и для малых площадей

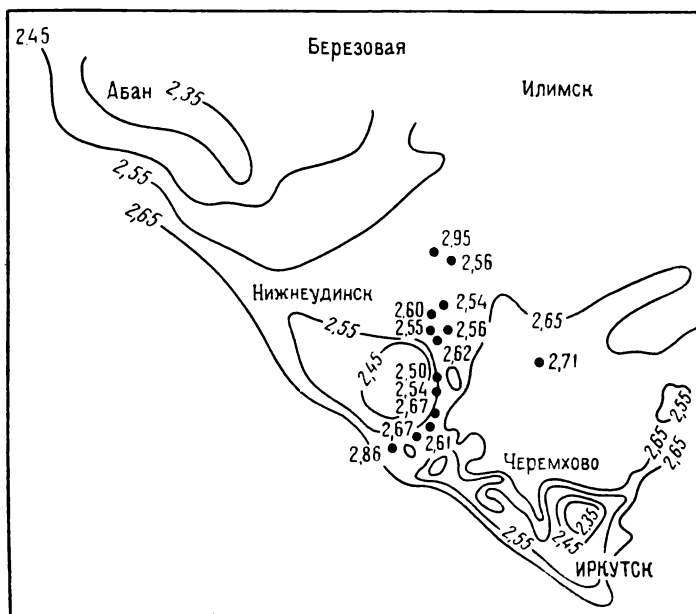


Рис. 86. Схематическая карта плотности  $\sigma$  ( $\text{г/см}^3$ ) промежуточного слоя южной части Сибирской платформы (по Ю. В. Белугину). Точками показаны скважины, для которых подсчитана плотность промежуточного слоя.

меняется в существенных пределах. Несмотря на это, при составлении мировых карт аномалий Буге или мелкомасштабных карт на большие территории обычно принимается единое значение плотности промежуточного слоя. Сечение изолиний на мелкомасштабных картах составляет 5, 10 мгл и более. На них стираются мелкие детали аномального гравитационного поля, поэтому при их составлении нет смысла учитывать фациальные изменения плотности промежуточного слоя. Для  $\sigma$  в качестве единого значения часто принимается  $2,67\text{ г/см}^3$ . Эта величина по сравнению с реальным значением плотности промежуточного слоя заведомо завышена для большей части территории земного шара. Она характеризует не плотность проме-

жуточного слоя, а среднюю плотность земной коры. Если пренебречь сравнительно тонким чехлом молодых осадочных пород, то плотность верхнего слоя континентальной части земной коры будет близка к  $2,67 \text{ г/см}^3$ . Значение плотности промежуточного слоя, равное  $2,67 \text{ г/см}^3$ , принято при составлении сводной гравиметрической карты Западной Европы в масштабе  $1 : 5\,000\,000$  (Брюйон, 1955 г.),

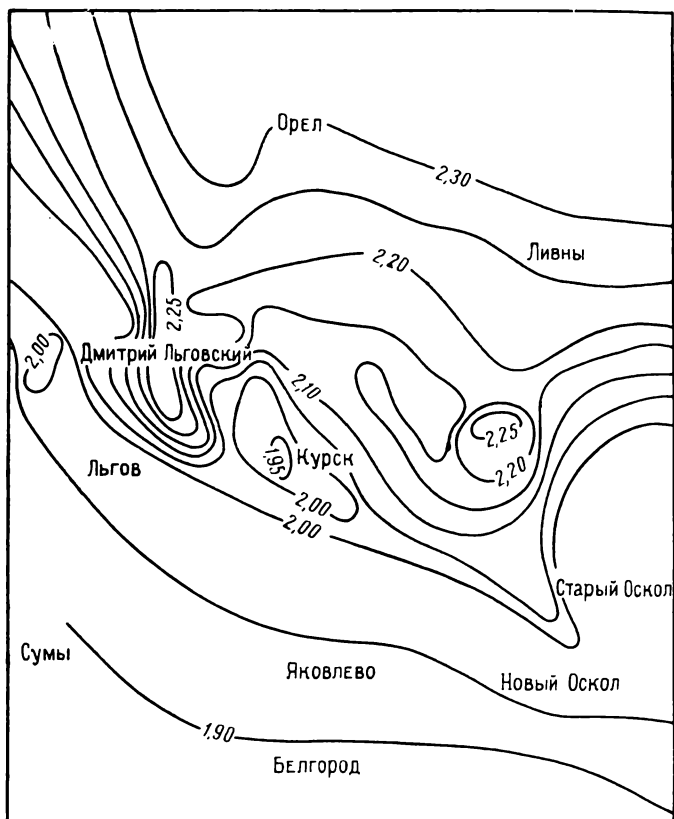


Рис. 87. Схематическая карта плотности  $\sigma$  ( $\text{г/см}^3$ ) промежуточного слоя района Курских магнитных аномалий.

карты США (Лайенс, 1950 г.), сводных карт Канады, Австралии и многих других стран.

Начиная с 1955 г. в СССР при составлении сводных карт на большие территории в качестве единого значения плотности промежуточного слоя принимается  $2,3 \text{ г/см}^3$ . Для нашей страны, на территории которой большая часть пород промежуточного слоя сложена осадочными образованиями, это значение больше соответствует реальной действительности, нежели  $2,67 \text{ г/см}^3$ . Оно близко к среднему значению плотности для осадочных пород, получивших наибольшее распространение.

Следует подчеркнуть, что составление карт с единым значением плотности промежуточного слоя рекомендуется далеко не всегда. Только при составлении мелкомасштабных карт нет смысла учитывать фациальные изменения  $\sigma$ . Они предназначены для рассмотрения и изучения лишь основных черт гравитационного поля на больших территориях, поэтому их целесообразно составлять при едином значении плотности промежуточного слоя. Иначе обстоит дело при составлении крупномасштабных гравиметрических карт для небольших территорий. При их составлении следует иметь в виду, что для вычисления аномалий Буге с неправильно выбранным значением плотности промежуточного слоя влияние его сохраняется и это приводит к ошибкам при геологической интерпретации. Причем эти ошибки тем больше, чем резче и в больших пределах меняются в данном районе высоты. Поэтому при составлении крупномасштабных гравиметрических карт, геологическая интерпретация которых проводится весьма тщательно, аномалии Буге вычисляются с реальным значением плотности промежуточного слоя. Значение  $\sigma$  в каждом районе чаще всего устанавливается на основании специально выполненных плотностных определений. При обработке результатов отдельных съемок каждый раз должны составляться как минимум два варианта карт в аномалиях Буге: один для удобства составления сводных карт с постоянным значением плотности промежуточного слоя с  $\sigma = 2,3 \text{ г/см}^3$ , а второй с той реальной плотностью, которую имеет промежуточный слой в данном районе. При этом всякий раз необходимо тщательно анализировать данные о плотностях, а если значение  $\sigma$  существенно меняется на площади съемки, необходимо учитывать его изменение даже для небольших участков. Недоучет влияния  $\sigma$  в тех случаях, когда предметом поисков являются локальные аномалии с малой амплитудой, может привести к появлению на карте как положительных, так и отрицательных фиктивных аномалий. Так, например, при фациальных изменениях среднего значения плотности промежуточного слоя в  $0,1 \text{ г/см}^3$  на участках со средними высотами в 100 м аномалия Буге изменится на 0,4 мгл. При неточном знании плотности лучше принимать заниженное значение, так как в этом случае аномалии хотя и изменяют конфигурацию, но сохраняют знак.

Составление мелкомасштабных гравиметрических карт с реальным значением  $\sigma$  для каждого района весьма важно и необходимо, особенно в связи с переходом на работу с более точными гравиметрами. Современная аппаратура при соответствующей густоте съемки позволяет выделить локальные аномалии меньше 1 мгл и обеспечивает построение карт с сечением изоаномал в 0,2—0,5 мгл.

Даже при правильном выборе среднего значения плотности промежуточного слоя для геологической интерпретации детальных гравиметрических съемок (во избежание ошибки в их толковании) рекомендуется каждый раз оценивать возможные влияния изменения высот и плотности промежуточного слоя на аномалии силы тяжести.

При определении значения плотности пород промежуточного слоя следует учитывать поправку за общую пористость, т. е. определять плотность пород, насыщенных влагой. Для осадочных пород предельный диапазон изменения плотности (с поправкой за общую пористость) 2,0—2,9 г/см<sup>3</sup>. Плотность осадочных пород без учета заполнения пор жидкостью, так называемая плотность абсолютно сухих пород, изменяется в пределах 1,4—2,9 г/см<sup>3</sup>.

### Техника составления гравиметрических карт

В процессе полевых гравиметрических работ в каждой партии составляется «дежурная» гравиметрическая карта, которая предназначена для контроля получаемых полевых материалов, внесения необходимых поправок в проектную густоту сети наблюдений в зависимости от аномального поля силы тяжести. После проведения полевых работ и окончательной обработки всех материалов составляется отчетная гравиметрическая карта. Масштаб карты и сечения изоаномал устанавливаются в зависимости от густоты сети наблюдений, ее точности и степени аномальности поля. Для удобства чтения гравиметрических карт, как правило, используется сильно разреженная географическая основа. Техника составления состоит в следующем. На географическую основу или просто на лист с координатной сеткой наносятся по координатам гравиметрические опорные и рядовые пункты и для каждого из них подписываются значения аномалий силы тяжести. Значения аномалий обычно даются до десятих знаков, так как точность их определения  $\pm (0,1—0,5)$  мгл. Затем по интерполированным значениям аномалий проводятся изоаномалы. Интерполяция выполняется совершенно формально, а затем допускается сглаживание изоаномал в пределах средней квадратической ошибки определения аномалий. Точки, значение аномалий на которых отличается от интерполированных по изоаномалам значений на величину, большую величины одной средней квадратической ошибки аномалий, считаются отскакивающими и обычно помечаются двоеточием. Эта пометка делается для привлечения к ним внимания как при дальнейшем сгущении пунктов для уточнения карты, так и при ее геологической интерпретации. На сводных картах опорные и рядовые пункты наблюдений даются полностью только в масштабе 1 : 200 000. На картах масштаба 1 : 500 000 наносятся только опорные пункты, а масштабов 1 : 1 000 000, 1 : 2 500 000 и 1 : 5 000 000 даются одни изоаномалы.

Для гравиметрических карт чаще всего приняты масштабы 1 : 200 000 и 1 : 1 000 000.

Для облегчения чтения гравиметрические карты раскрашиваются в зависимости от интенсивности аномалий. Интервал раскрашивания 20 мгл. Положительные аномалии раскрашиваются в теплые тона желто-красно-коричневые, отрицательные — в холодные тона зелено-синие.

Зарамочное оформление карты должно способствовать облегчению ее чтения. Поэтому при составлении гравиметрических карт вне зависимости от их масштаба, кроме названия карты, ее номенклатуры, названия редукции и нормальной формулы, за рамкой даются схема расположения использованного материала и таблица с его краткой характеристикой. На схему наносятся один или два населенных пункта, несколько рек и контуры площадей съемок, использованные при составлении данного листа. Каждому контуру присваивается свой номер в хронологической последовательности. В таблице в соответствии с номерами контуров для каждой съемки, использованной для составления данной карты, приводятся по материалам окончательных отчетов следующие основные сведения.

1. Наименование гравиметрической партии, автор отчета и организация, выполнившая съемку.

2. Год работ.

3. Масштаб отчетной карты и сечение изоаномал на ней.

4. Значение плотности промежуточного слоя, принимавшееся при составлении отчетных карт.

5. Площадь, покрытая данной партией в квадратных километрах.

6. Число опорных гравиметрических пунктов и их средние квадратические ошибки в миллигалах.

7. Тип гравиметров, которыми определялась опорная сеть.

8. Число рядовых гравиметрических пунктов и их средняя квадратическая ошибка в миллигалах, выведенная на основании независимых повторных определений.

9. Средняя квадратическая ошибка определения значений аномалий силы тяжести.

10. Тип гравиметров, применявшихся при определении рядовой сети гравиметрических пунктов.

11. Название опорного гравиметрического пункта, послужившего исходным для данной съемки, и его класс.

## **§ 6. ЗАДАЧИ И УСЛОВИЯ ПРИМЕНЕНИЯ ПОДЗЕМНОЙ ГРАВИМЕТРИЧЕСКОЙ РАЗВЕДКИ**

При подземной гравиметрической разведке измерения проводят вдоль штреков и стволлов шахты с целью поисков и разведки рудных залежей, создающих аномалии силы тяжести в подземных горных выработках.

Незначительные размеры рудных тел и малые амплитуды создаваемых ими аномалий определяют специфический характер этого вида гравиметрической разведки. Наиболее рациональной является подземная съемка с гравиметрами, хотя были попытки использовать вариометры и градиентометры. Применение вариометров и градиентометров целесообразно лишь для некоторой детализации на участках ранее выявленных аномалий силы тяжести.

В СССР подземная гравиметровая съемка проводилась в нескольких районах на Урале, в Криворожском железорудном бассейне, в районах КМА и др. Наблюдаемые аномалии были невелики.



Так, например, на колчеданных месторождениях Урала рудные тела (серный и медный колчедан) создают аномалии от 0,2 до 1,0 мгл, еще меньшие аномалии силы тяжести вызываются влиянием вкрапленных руд, их величина не превышает 0,10—0,15 мгл. При этом средняя плотность колчедана медистого, цинково-медистого, серного равна 4,25 г/см<sup>3</sup>, а плотность пород, вмещающих руду (кварцево-серицитовые сланцы), 2,7—2,8 г/см<sup>3</sup>, т. е. эффективная плотность равна 1,5 г/см<sup>3</sup>. Рудные тела имеют преимущественно линзовидную форму, размеры их небольшие. Суммарный гравитационный эффект, создаваемый рудными телами, часто уменьшается и за счет того, что горизонт, по которому проходят гравиметрические профили, сечет рудные тела так, что одна часть рудного тела оказывается лежащей выше горизонта наблюдений, а другая часть ниже.

Подземная гравиметровая съемка применяется для решения следующих задач:

- 1) выявления рудных залежей, не обнаруженных бурением с дневной поверхности и горными работами;

- 2) определения вероятных элементов залегания, формы и мощности вновь найденных, обнаруженных ранее, а также находящихся в процессе эксплуатации рудных тел;

- 3) установления перспективности отдельных участков месторождения;

- 4) определения средней плотности толщ горных пород.

Благоприятными условиями для применения подземной гравиметрической съемки являются:

- 1) наличие эффективной плотности и размеров рудного тела, создающих аномалии силы тяжести достаточной величины (не менее 0,1—0,2 мгл);

- 2) небольшое удаление рудного тела от выработки, особенно при его малой мощности;

- 3) несимметричное положение рудного тела относительно горизонта наблюдений, особенно при падении тела близком к вертикальному;

- 4) отсутствие значительных нарушений однородности вмещающих пород;

- 5) возможность проведения гравиметрических наблюдений на различных горизонтах и в выработках, расположенных по разные стороны от рудного тела;

- 6) спокойный рельеф дневной поверхности, особенно при работах на неглубоких горизонтах.

Для выбора наиболее рациональной методики подземных гравиметрических работ необходимо предварительно собрать все имеющиеся сведения о структурных особенностях рудного поля, литологическом составе вмещающих пород и морфологии рудных тел. Представления об условиях залегания рудных тел, их физических свойствах и возможных формах и размерах совершенно необходимы и для геологической интерпретации результатов. Поэтому попутно с подземными гравиметрическими работами обязательно проводится

изучение плотности рудных тел и вмещающих их пород. Собираются данные о всех ранее выполненных плотностных определениях и проводятся новые. Образцы для определения плотности пород и руд берутся из керна скважин поверхностного и подземного бурения, имеющихся на месторождении, а также из стенок горных выработок, в которых проводились гравиметрические наблюдения. Применяется также и гравиметрический метод определения средней плотности толщ пород между отдельными горизонтами, для чего используются результаты гравиметрических измерений вдоль стволов всех имеющихся на месторождении шахт.

При гравиметрическом способе определения плотности слоя пород вычисления ведутся по формуле

$$\sigma = \frac{\Delta g_{(1-2)} + 0,3086 |h| \pm \Delta}{0,0836 |h|}, \quad (\text{XI.50})$$

где  $\sigma$  — средняя плотность слоя пород между уровнями гравиметрических точек 1 и 2;  $\Delta g_{(1-2)}$  — разность ускорений силы тяжести в двух точках измерений вдоль ствола шахты в мгл (для случая, когда первая точка находится выше второй);  $h$  — разность высот гравиметрических точек в м;  $\Delta$  — разность влияний аномальных масс на точках 1 и 2.

Величина  $\Delta$  вычисляется лишь в тех случаях, когда вблизи ствола шахты имеются рудные тела. При отсутствии рудных тел вблизи ствола шахты  $\Delta \approx 0$ . Для того чтобы ошибка в определении  $\sigma$  не превышала 0,01 г/см<sup>3</sup>,  $\Delta g$  и  $\Delta$  необходимо знать с точностью не ниже 0,3 мгл, а разность высот гравиметрических точек  $h$ , например при  $h = 60$  м, знать с точностью 0,15 м.

При гравиметрических определениях средней плотности промежуточного слоя необходимо также вводить поправки в результаты измерений за влияние поверхностного рельефа (если он сложный) и за влияние вертикального ствола шахты.

Результаты всех независимых определений средней плотности сопоставляются, а средняя эффективная плотность руд рассчитывается относительно вмещающих пород для каждого месторождения. Эффективная плотность руд относительно вмещающих пород обычно велика. Так, например, на рудных месторождениях Урала эффективная плотность массивных медных руд и серного колчедана составляет 1,3—1,9 г/см<sup>3</sup>, вкрапленных руд 0,5—1,0 г/см<sup>3</sup>. Эффективная плотность железных руд относительно вмещающих скарнов составляет 0,8—0,9 г/см<sup>3</sup> и относительно известняков в среднем  $\pm 1,5$  г/см<sup>3</sup>. Однако рудные тела, даже значительных размеров, создают аномалии силы тяжести небольшой величины, порядка 1—4 мгл. Аномалии, создаваемые небольшими рудными телами, не превышают десятых долей миллигала.

## § 7. МЕТОДИКА ПОДЗЕМНОЙ ГРАВИМЕТРОВОЙ СЪЕМКИ

На изучаемом месторождении подземная гравиметровая съемка проводится на всех горизонтах, во всех горных выработках, пригодных для наблюдений, и вдоль стволов шахт. Расстояния между

пунктами устанавливаются в зависимости от геологических условий данного месторождения и обычно составляют 1—5 м. Вследствие малых размеров искоемых аномалий требования к точности подземной гравиметровой съемки высокие. Средняя квадратическая ошибка аномалий Буге не должна превышать  $\pm (0,02—0,03)$  мгл. Постоянство температуры под землей и очень большая густота пунктов способствуют относительно легкому достижению этой точности. У гравиметров, предназначенных для подземных работ, смещение нуля пункта должно быть линейным во времени, а цена деления счетчика микрометрического винта возможно малой. При проведении подземных гравиметровых съемок к эталонированию приборов предъявляются меньшие требования, чем при обычных наземных измерениях. Это связано с тем, что при измерениях на одном горизонте месторождения  $\Delta g$  изменяется обычно не более чем на 1—3 мгл. Следовательно, ошибка определения цены деления на 0,5% вызовет ошибку определения  $\Delta g$  всего порядка 0,01 мгл, причем эта ошибка в основном будет играть роль фона.

Так же как и при обычной наземной гравиметровой съемке, при работах под землей создается опорная сеть. Опорные пункты определяют на всех горизонтах, их густота выбирается такой, чтобы каждый рядовой рейс мог опираться на три-четыре опорных пункта. Продолжительность рядовых рейсов 2—3 ч.

Для приведения всей опорной сети в единую систему предварительно устанавливается сеть каркасных пунктов, расположенных вдоль ствола шахты и многократно связанных с пунктом на дневной поверхности у устья шахты. К этим каркасным пунктам привязываются опорные сети на всех горизонтах. Каркасный опорный пункт, расположенный на дневной поверхности у устья шахты, связывается с исходным пунктом данной съемки. В качестве исходного принимается один из наземных опорных гравиметрических пунктов. Это обеспечивает сопоставимость подземных съемок между собой и с наземными съемками.

Густота сети опорных пунктов и методика их измерений зависят от качества применяемых гравиметров и системы горных выработок. При разветвленной сети сообщающихся выработок опорная сеть обычно представляет собой систему замкнутых полигонов. Наблюдения ведутся замкнутыми рейсами по этим полигонам. Однако более распространен случай несообщающихся горных выработок. При этих условиях наблюдения на опорных пунктах ведут профильными многократно независимыми рейсами. Рядовые пункты обычно определяют в рейсах с однократными наблюдениями. Для оценки точности рядовой съемки проводят специальные независимые контрольные определения.

Обработка опорных и рядовых рейсов при подземной гравиметрической съемке ведется обычно, как и при высокоточных наземных измерениях. Если продолжительность рейсов при построении опорной сети превышает 2 ч, в измерения вводится поправка за лунно-солнечные притяжения. В этом случае влияние нелинейности

измерения лунно-солнечных притяжений превышает 0,01 мгл, и при точности подземных гравиметровых съемок  $\pm (0,02-0,03)$  мгл поправку такой величины необходимо учитывать. Продолжительность рядовых рейсов обычно не превышает 2 ч, поэтому при их обработке поправки за приливные изменения силы тяжести не вводят.

При проведении подземных гравиметровых съемок необходимо учитывать влияние горных выработок, в которых проводят измерения пустых камер, соседних горных выработок, зон обрушенных пород и рельефа дневной поверхности на участке месторождения. Влияние пустых камер и ближайших горных выработок учитывается при помощи трехмерных палеток. Их положение и размеры берутся из маркшейдерских данных, а эффективная плотность принимается равной средней плотности вмещающих пород, но с обратным знаком.

Для учета влияния зон обрушений, положения и размеры которых известны, необходимо знать эффективную плотность в этих зонах. Плотность определяется опытными работами. Так, например, на Урале на участках с известным геологическим строением на различных месторождениях установлено, что коэффициент уменьшения плотности в зонах обрушения составляет 0,11—0,13%.

В случае сложного рельефа местности на участке месторождения вводится поправка за его влияние на результаты подземных измерений с гравиметрами. Для учета влияния рельефа дневной поверхности Е. А. Мудрецовой разработан способ, позволяющий по высотам дискретных точек определять поправки за рельеф с точностью 0,03—0,04 мгл. При учете влияний рельефа уклонения дневной поверхности следует отсчитывать от плоскости относимости, положение которой устанавливается в зависимости от форм рельефа на участке месторождения. Правильный выбор положения плоскости относимости позволяет сократить радиус области учета влияний рельефа местности. Площадь подземной гравиметровой съемки обычно бывает невелика, 1—3 км<sup>2</sup>. При этом принимается одна общая плоскость относимости, причем так, чтобы при вычислении поправки за рельеф приходилось учитывать влияние наименьшего объема масс. Так, например, при сложном искусственном рельефе (карьеры, зоны обрушения) выгоднее отсчитывать уклонения от плоскости, касательной к высшим точкам дневной поверхности на дневном участке месторождения; при работе в штольнях в горной местности выгоднее отсчитывать высоты от горизонта наблюдений.

Для определения высот используются гипсометрические карты масштабов 1 : 500, 1 : 1000, 1 : 2000 и др. Поправки за влияние рельефа вычисляются по специальным таблицам.

Для проверки необходимости введения поправки за рельеф местности предварительно намечается несколько пунктов на подземных профилях, расположенных под участками дневной поверхности с наиболее сложным рельефом, и вычисляются для них соответствующие поправки. Если вычисленные поправки превышают установленную точность определения аномалий, учитывается влияние рельефа.

При обработке результатов измерений на глубоких горизонтах предварительно рассчитываются поправки за рельеф дневной поверхности для небольшого числа пунктов, равномерно распределенных на данном горизонте. Если при этом поправки за рельеф изменяются от точки к точке плавно на величину, не превышающую удвоенную среднюю квадратическую ошибку наблюдений, то для остальных точек измерений поправка за рельеф определяется графически.

Для сопоставления результатов подземной и наземной съемки на участке месторождения, а также результатов измерений на различных горизонтах аномалий силы тяжести берутся с поправкой Буге.

Поправки Буге вычисляются по следующим формулам: для точек, которые находятся выше уровня моря,

$$\Delta g_B = +0,3086h + 0,0419\sigma(H - h); \quad (XI.51)$$

для точек, находящихся ниже уровня моря,

$$\Delta g_B = -0,3086|h| + 0,0419\sigma(H + h), \quad (XI.52)$$

где для обеих формул  $\sigma$  — средняя плотность слоя в г/см<sup>3</sup>;  $h$  — абсолютная высота подземного гравиметрического пункта в м;  $H$  — глубина точки наблюдений от дневной поверхности или от плоскости относимости, от которой определялись отклонения дневной поверхности при учете влияния рельефа, в м. Иначе — высота плоскости относимости над гравиметрическим пунктом.

Аномалии Буге  $\Delta g_B$  на пунктах подземной гравиметровой съемки при учете поправок за влияние рельефа вычисляются по формулам: для точек, находящихся выше уровня моря,

$$\Delta g_B = g_n + 0,3086h + 0,0418\sigma(H_0 - h) \pm \delta g_p - \gamma_0; \quad (XI.53)$$

для точек, находящихся ниже уровня моря,

$$\Delta g_B = g_n - 0,3086|h| + 0,0418\sigma(H_0 + |h|) \pm \delta g_p - \gamma_0. \quad (XI.54)$$

где  $\gamma_0$  — нормальное значение ускорения силы тяжести в см/с<sup>2</sup>;  $\delta g_p$  — поправка за влияние рельефа в мгл;  $g_n$  — наблюдаемое значение ускорения силы тяжести в мгл.

При рассмотрении результатов наблюдений на одном горизонте их можно приводить не к уровню моря, а к уровню одного из опорных пунктов данного горизонта (например, к каркаскому пункту).

Особенность геологической интерпретации аномалий силы тяжести, наблюдаемых в горных выработках, заключается в том, что возмущающее тело, создающее аномалию, может располагаться произвольно относительно профиля наблюдений. Поэтому некоторые методы, применяемые при интерпретации материалов полевых наземных съемок, неприменимы в случае подземных измерений.

При интерпретации данных подземной гравиметрической разведки целесообразно применять метод подбора в различных его

модификациях. Значительно облегчает работу применение специальных палеток. Существуют различные способы расчета влияний рудных тел. В частности, Е. А. Мудрецовой предложен способ таких расчетов, заключающийся в следующем. Исходя из того, что рудные тела имеют преимущественно форму линз, длина которых по простираанию и падению значительно превышает их мощность, реальное рудное тело заменяют материальным листком, совпадающим с разрезом тела по падению. При этом предполагается, что масса рудного тела равномерно распределяется внутри контура листка.

Принципиально этот метод может быть применен для расчета влияний любых трехмерных тел. В последнем случае тело должно быть разбито на ряд слоев, каждый из которых может быть заменен материальным листком.

*Часть четвертая*

**ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ  
ГРАВИТАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ**

*Глава XII.* Внутреннее строение земли. Теория изостазии.

*Глава XIII.* Основные понятия геологической интерпретации гравитационных полей

*Глава XIV.* Разделение гравитационных полей

*Глава XV.* Методы решения прямой и обратной задач гравитационной разведки

*Глава XVI.* Использование электронных вычислительных машин в гравиразведке

## *Глава XII*

# **ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ. ТЕОРИЯ ИЗОСТАЗИИ**

### **§ 1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ**

Гравитационное поле Земли неодинаково в различных областях ее. Как мы уже знаем, оно изменяется закономерно, увеличиваясь от экватора к полюсам в силу сплюснутости Земли. Это изменение учитывается нормальной формулой силы тяжести. После снятия нормальной составляющей гравитационного поля остается поле аномалий силы тяжести. Аномалии силы тяжести отображают особенности строения земной коры, нарушающие ее плотностную однородность, и зависят от морфологии дневной поверхности. Зависимость аномалий от геологических и геоморфологических характеристик области различна для различных редукций силы тяжести.

Так, например, в горных областях аномалии в свободном воздухе, как правило, положительны, а аномалии Буге — отрицательны. Для океанов, наоборот, аномалии Буге резко положительны, а аномалии в свободном воздухе близки к нулю. Также неодинаков диапазон изменения различных аномалий, так, например, для территории СССР диапазон изменения аномалий Буге составляет 750 мгл, причем большие аномалии носят региональный характер. Наибольшие значения отрицательных аномалий (до  $-450$  мгл) приурочены к горному поясу, окаймляющему южные границы страны. Самые большие положительные значения наблюдаются в глубоководных частях Ледовитого и Тихого океанов (свыше  $+300$  мгл). В равнинных областях и в районах океанических шельфов диапазон изменения аномалий не превышает 200 мгл, а в большинстве случаев даже 100 мгл. Характер распределения аномалий на гравиметрической карте очень сложен. Наряду с обширными региональными изменениями поля наблюдается обилие различных по величине и интенсивности локальных аномалий. Все эти изменения находятся в непосредственной связи со строением земной коры с ее плотностной неоднородностью.

Гравиметрические данные используются при решении многих геологических задач. Практически гравиметрия способствует изучению всей толщи земной коры. Гравиметрические определения



используются для получения информации о мощности земной коры, о возможных в ней нарушениях, о деталях строения ее верхней части. Возможности решения той или иной задачи обуславливаются наличием достаточной плотностной дифференциации, геологическим строением данного района и точностью определения аномалий силы тяжести.

Характер аномального гравитационного поля зависит от следующих основных особенностей строения земной коры:

- 1) изменения ее общей мощности (т. е. рельефа поверхности Мохоровичича) и в какой-то мере от плотностной дифференциации подкорового вещества;

- 2) крупных тектонических нарушений в коре, ее расколов на отдельные блоки;

- 3) изменения мощности, петрографического состава и строения отдельных слоев коры, а именно: осадочного, гранитного и базальтового.

Так как развитие земной коры представляет единый процесс, то все указанные причины, действуя одновременно, взаимно связаны между собой, но естественно, что для районов с различными тектоническими условиями и различным геологическим строением та или другая из них может иметь превалирующее значение.

Сложность, а подчас и невозможность разделения этих влияний являются основной трудностью геологического истолкования аномалий силы тяжести.

Гравиметрические данные позволяют судить не только об особенностях верхних слоев Земли, но в комплексе с материалами сейсмических наблюдений дают возможность построить общую схему внутреннего строения Земли. Анализ распространения упругих колебаний в Земле позволил сделать заключение, что Земля состоит из следующих основных слоев. Верхний слой — земная кора, находящийся в кристаллическом состоянии, залегает на глубинах 30—70 км на континентах и 5—15 км на океанах. На границе этого слоя с нижележащим, получившим название границы Мохоровичича, происходит резкий скачок плотностей и скорости распространения упругих волн. Верхняя часть среднего слоя — так называемая верхняя мантия, в которой вещество находится в пластическом состоянии, простирается до глубин 1100—1200 км. На этой границе происходит уменьшение скорости распространения упругих волн и резкое увеличение плотности. Глубже (до глубины 3000 км) простирается мантия, откуда начинается ядро. Через ядро совсем не проходят поперечные упругие волны, а скорость распространения продольных волн падает резким скачком. Это значит, что ядро находится в жидком состоянии. Есть основания полагать, что внутренняя часть ядра радиусом 1200—1650 км твердая.

Сила тяготения является главной силой, сформировавшей Землю, определившей ее структуру и внутреннее строение. Именно эта сила определила концентрацию более тяжелых элементов в глубоких внутренних частях Земли и более легких на поверхности; она

определила общее концентрическое строение различных слоев Земли. Однако в своем развитии Земля не могла сохранить однородность хотя бы по концентрическим сферическим слоям. Происходили нарушения этой однородности, по-видимому, наибольшие в верхних слоях. Эти нарушения нашли свое отражение в гравитационном поле. От правильного распределения (с постепенным увеличением  $g$  от экватора к полюсам для идеальной Земли) сила тяжести отклоняется то в сторону увеличения, то в сторону уменьшения. Эти отклонения (гравитационные аномалии) оказываются тем больше, чем больше различие в плотностях масс, слагающих слои Земли. Сила тяжести, как мы видели раньше, изменяется периодически во времени, что вызывает явление приливов. Эти изменения также несут в себе информацию о внутреннем строении Земли. Анализ приливных изменений силы тяжести и наклонов позволил построить модель изменения плотностей внутри Земли.

В зависимости от упругости Земли будет то или иное соотношение между фактической высотой прилива твердой оболочки и деформацией уровенной поверхности. Явление оказывается более сложным, если иметь в виду слоистое строение Земли и то, что разным слоям свойственна разная плотность и средняя упругость Земли. Каждому из законов 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. Согласно выводам М. С. Молоденского и других плотности скачком меняются на глубинах 1200, 3600 и 5600 км. Это соответствует границам верхней мантии и ядра и внутреннему переходу в ядре от жидкого состояния к твердому. Широко известными

Т а б л и ц а 28

### Характеристика геосфер

Геосфера	Зона	Средняя мощность, м	Скорость волн на нижней границе, км/с		Плотность, г/см <sup>3</sup>		Давление кгс/см <sup>2</sup>	
			P	S	A	B	модели	
							A	B
Земная кора Оболочка или ман- тия	A	0—33	Изменяются в ши- роких пределах		3,32	3,32	0,01	0,01
	B	33—410	7,8—9,0	4,4—5,0	3,64	4,07	0,14	0,15
	C	410—1000	9,0—11,4	5,0—6,4	4,68	4,41	0,39	0,40
		1000—2700	11,4—13,6	6,4—7,3	—	—	—	—
		2700—2900	13,6	7,3	5,69 9,40	5,57 9,70	1,37	1,33
Ядро	E	2900—4980	8,1—10,4	Не	11,5	12,0	3,17	3,22
		4980—5120	10,4—11,2	наблю-	—	15,0	—	3,33
		5120—6370	11,2—11,3	дались	17,3	17,9	3,64	3,94

являются модели строения Земли, разработанные Булленом и Гутенбергом (1958 г.). В табл. 28 приведены зоны основных геосфер для двух моделей *A* и *B* Буллена и значения некоторых физических параметров.

Структура поверхностных слоев земной коры и размещение месторождений полезных ископаемых связаны с глубинным строением земной коры. Земная кора образовалась из вещества, выделившегося из мантии Земли. Большой интерес представляют также проблемы происхождения океанического и континентального типов коры, движения и развития отдельных областей ее, установления источника энергии, необходимой для непрерывно протекающей перестройки коры.

## § 2. ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О СТРОЕНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЕЕ МОЩНОСТИ

Земная кора — это самая верхняя и самая тонкая геосфера, ее мощность меняется от 3—5 до 70 км. Эта сфера отделена от мантии поверхностью Мохоровичича, на которой наблюдается скачкообразное увеличение скорости распространения продольных и поперечных волн при переходе их из коры в мантию.

По своему составу земная кора неоднородна, ее средняя плотность равна 2,7—2,8 г/см<sup>3</sup>. Сейсмологическими исследованиями установлено слоистое строение земной коры. Наиболее эффективным методом исследования земной коры является глубинное сейсмическое зондирование — ГСЗ, позволяющее изучать всю толщу земной коры. На основании анализа динамических и кинематических характеристик записей ГСЗ выделяются три основные группы волн — «гранитная», «базальтовая» и «подкоровая», в которых при наличии более полной системы наблюдений можно дополнительно выделить ряд подгрупп. В соответствии с этим, исходя из однородно-слоистой модели, земную кору в первом приближении подразделяют на три слоя с постепенно увеличивающимся с глубиной значениями скоростей распространения упругих волн и плотностей. Это слои осадочный, гранитный и базальтовый; на их границах скорости изменяются скачком. Названия гранитный и базальтовый приняты чисто условно по сопоставлению с результатами лабораторных определений скоростей распространения упругих волн в образцах различных пород. Таким же образом приняты и значения плотностей. В табл. 29 приведены средние значения плотностей, скоростей распространения упругих волн и мощностей этих слоев.

В последнее время некоторые авторы на основании анализа волновых полей ГСЗ приходят к выводу, что земную кору следует рассматривать не как однородно-слоистую среду, а как ступенчато-градиентную, т. е. это означает, что наряду со скачкообразными изменениями скоростей на границах слоев наблюдается их непрерывное нарастание с глубиной внутри слоя. Земную кору подстилает так называемый подкоровый слой, для которого значение плот-

## Характеристика слоев

Слой	Мощность слоя $H$ , км		Скорость продольных сейсмических волн, км/с	Плотность пород в слое, г/см <sup>3</sup>
	на континентах	под океанами		
Осадочный . . . . .	0—15	0—1	5,5*	1,8—2,5
Гранитный ** . . . . .	10—40	—	5,5—6,4	2,5—2,7
Базальтовый . . . . .	15—40	6—10	6,0—7,0	2,7—2,9

\* На отдельных участках скорость может иметь большие значения.

\*\* В этот слой также включаются метаморфизованные породы палеозойского возраста.

ности принимается равным 3,1—3,3 г/см<sup>3</sup>. Верхняя часть подкорового слоя характеризуется скоростями 7,9—8,2 км/с, а иногда и больше. Следует отметить, что вследствие сложности волновой картины разделение на гранитный и базальтовый слои в некоторых случаях производится недостаточно уверенно, поверхность же Мохоровичича обычно выделяется четко. Сейсмологическими методами установлено, что земная кора на континентах в 3—10 раз толще, чем под океанами. В связи с этим в первом приближении земную кору подразделяют на три основных типа: континентальный (или материковый), океанический и переходный. Отмеченные три типа коры соответствуют ее делению по тектоническим признакам на платформы, геосинклинали и океанические впадины. При этом четко проявляется общая зависимость между тектоникой поверхностных слоев земной коры и ее глубинным строением.

Континентальный тип коры имеет толщину от 30—35 км в различных областях до 60—70 км в обширных горных регионах. Кора состоит из трех главных слоев. Самый нижний, граничащий с мантией базальтовый слой состоит главным образом из основных пород типа базальта, габбро и др. Выше его лежит гранитный слой, состоящий из многих пород, главным образом кислых, и приближающихся по своим свойствам к гранитам. Самый верхний слой земной коры — осадочный, связан в основном с накоплением продуктов животной и растительной жизнедеятельности, а также процессами размытия и выветривания вещества. Это обычно самый тонкий слой, достигающий всего нескольких и не более 10—12 км и различаются не только составом, но и значениями плотностей и скоростей распространения сейсмических волн. Поэтому на границах между этими слоями, так же как и при переходе от коры к верхней мантии, наблюдается, хотя и не так явственно, скачок плотности и скачок скорости упругих волн, что позволяет их проследить сейсмическим и в некоторых случаях гравиметрическим методом.

Горы возвышаются над средним уровнем океана на 4—8 км, земная кора под горами уходит в глубину на 40—50 км. Под континентом она углубляется 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. В своем составе она отличается отсутствием

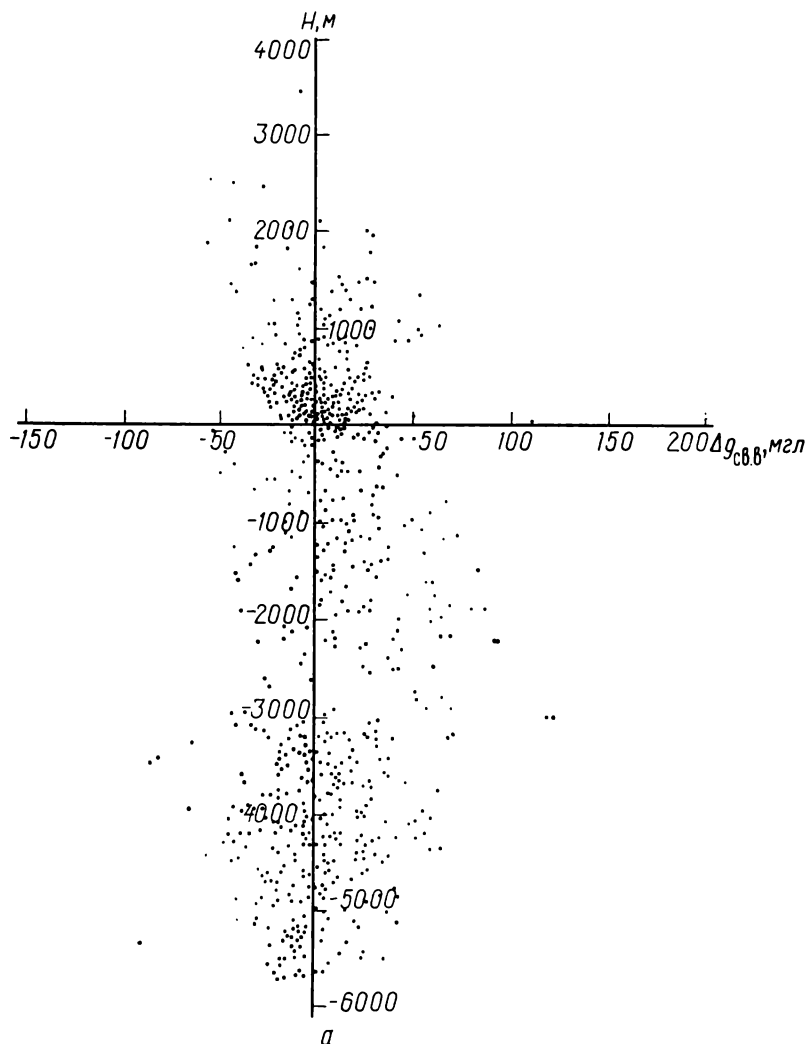
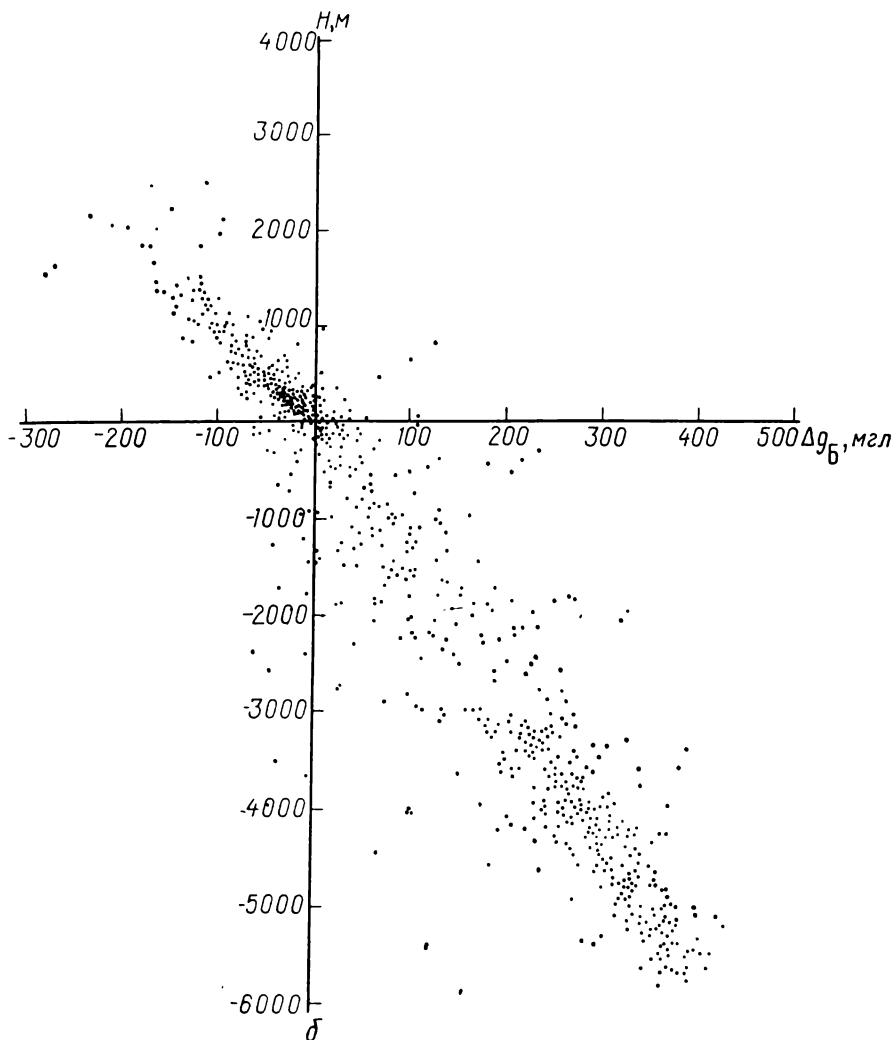


Рис. 88. Зависимость аномалий силы тяжести  
а — для аномалий в свободном

гранитного слоя и состоит из одного базальтового обычно с тонким наслоением осадков (0,6 км). Главный слой коры океанического типа базальтовый, в верхней части некоторых областей покрыт небольшим слоем уплотненных осадочных и изверженных пород.

К переходному типу коры относится кора в областях перехода континента к океану. Это узкая часть прибрежной равнины, шельфовая зона океана и континентальный склон. К этому же типу коры можно отнести среднеокеанические валы, представляющие собой,



от осредненного рельефа местности.

воздухе;  $\delta$  — для аномалий Буге.

по-видимому, единую систему поднятий океанического дна и островные дуги с глубоководными рвами и окраинными морями. Переходный тип коры отличается средней по сравнению с континентальной и океанической корой толщиной (15—25 км) и постепенным

выклиниванием от континентов к океанам среднего гранитного слоя.

По всей видимости, в земной коре для сейсмологии и гравиметрии особенно четкими являются две границы раздела: первая — между осадочной толщей и так называемым кристаллическим фундаментом и вторая — между последним и субстратом, т. е. поверхностью Мохоровичича. Несмотря на то, что строение коры слоистое и с глубиной скорости и плотности меняются, при современном состоянии развития метода ГСЗ и гравиметрии самыми четкими для всей Земли в целом являются именно эти две границы. Аномальное гравитационное поле в значительной степени определяется рельефом поверхности Мохоровичича, что позволяет рассчитывать по аномалиям силы тяжести мощность земной коры.

Рассмотрим зависимости между толщиной коры, с одной стороны, и аномалиями силы тяжести и рельефом местности — с другой, а также зависимости аномалий от рельефа. Принято говорить, что аномалии в свободном воздухе повторяют с тем или иным коэффициентом корреляции рельеф, а аномалии Буге при правильном выборе плотности не зависят от рельефа. Это справедливо, однако лишь для небольших областей, внутри которых не может действовать изостазия и в которых отдельные характерные черты рельефа не имеют никакой компенсации. В этом случае каждая выступающая гора является как бы избыточной массой. Над ней возникает положительная аномалия. Если влияние этой массы убрать, аномалия также исчезает. В случае больших областей земной поверхности наблюдается иная закономерность. Целая горная страна или материк, или большой остров в целом изостатически компенсированы. Поэтому над этими выступающими массами нет больших аномалий силы тяжести. Если эти массы убрать, создается значительный дефект масс и возникнут большие аномалии. Поэтому над областями океанов и континентов не наблюдается значительных аномалий в свободном воздухе и в то же время имеют место большие аномалии Буге. На рис. 88 приведены зависимости осредненных по пятиградусным площадкам аномалий в свободном воздухе и аномалий Буге от осредненного рельефа. Осредненные по значительным областям аномалии в свободном воздухе не зависят от осредненных высот. Осредненные аномалии Буге увеличиваются по линейному закону с уменьшением средней высоты и с увеличением средней глубины приблизительно на 95 мгл на 1 км для суши и на 70 мгл на 1 км для моря.

Поправка Буге за промежуточный слой составляет 96 мгл на 1 км для суши и 71 мгл на 1 км для моря, т. е. осредненные по пятиградусным квадратам аномалии Буге точно отражают осредненный рельеф местности. Это не относится к случаю рассмотрения точечных аномалий внутри малой области, когда каждый отдельный участок рельефа не компенсирован. Отсюда можно сделать вывод, что методы определения глубин поверхности Мохоровичича через внешний рельеф и аномалии Буге идентичны.

Для построения схемы мощности коры рассмотрим зависимости аномалий Буге и рельефа от мощности коры. При этом воспользуемся

осредненными значениями аномалий и высот, ставя их значение в соответствие значениям мощности коры, определенной на данной площадке сейсмическим методом. Следует считать, что граница Мохоровичича является поверхностью, изменяющей свои амплитуды очень плавно. Поэтому одно надежное определение глубины ее залегания характеризует некоторую значительную область. Аномалии силы тяжести и тем более рельеф местности могут изменяться не плавно. Каждая отдельная точка может не быть характерной для рассматриваемой области. Поэтому следует рассматривать осредненные значения аномалий и высот. Осреднения проводятся по равновеликим площадкам, например по площадкам со сторонами, равными  $1^\circ$  под экватором. На рис. 89 представлены зависимости мощностей земной коры, определенных сейсмическими методами от аномалий Буге и осредненных по одноградусным площадкам высот. Из графиков видно, что эти зависимости для различных областей различны. Так, на морях график более пологий, чем на континентах и в шельфовой зоне. Учитывая значительный разброс точек, наиболее правильно считать зависимости линейными в пределах некоторых ограниченных зон и рассматривать их отдельно для разных областей. В соответствии с этим можно составить условные уравнения вида

$$M = M_0 + k \Delta g_B, \quad M = M'_0 + k' H, \quad (\text{XII.1})$$

где  $H$  — средняя высота (глубина) площадки;  $\Delta g$  — средние значения аномалий силы тяжести;  $M$  — мощность коры, и рассчитать коэффициент  $k$ , а также свободный член  $M_0$  для различных областей земного шара.

Приведем пример определения коэффициентов  $k$  и  $M_0$  (по Н. П. Грушинскому). Коэффициенты  $k$  и  $M_0$  были получены на основании значений мощности земной коры на 287 станциях с известными аномалиями и на 482 станциях с известными высотами. При этом каждому значению  $M$ , определенному сейсмическим методом,

Т а б л и ц а 30

Коэффициенты  $M_0$  и  $k$ , определенные по  $\Delta g_B$  и  $H$

Область	Число пунктов	$M_0$	$k$	Число пунктов	$M'_0$	$k'$
Вся Земля . . . . .	287	35,0	0,073	482	35,6	5,05
Вся суша . . . . .	181	37,5	0,059	182	37,7	4,84
СССР (суша) . . . . .	110	37,5	0,072	104	38,9	5,46
Америка . . . . .	36	31,1	0,102	38	30,7	8,95
Евразия и Африка . . . . .	35	41,4	0,033	40	40,0	3,07
Все моря . . . . .	106	30,8	0,062	250	28,1	3,35
Атлантический . . . . .	52	24,9	0,041	144	20,4	1,78
Тихий океан . . . . .	12	44,7	0,132	64	35,0	4,94
Дальневосточные моря . . . . .	29	27,5	0,044	29	26,5	2,26
Черное и Каспийское моря . . . . .	13	32,7	0,092	13	36,5	5,80



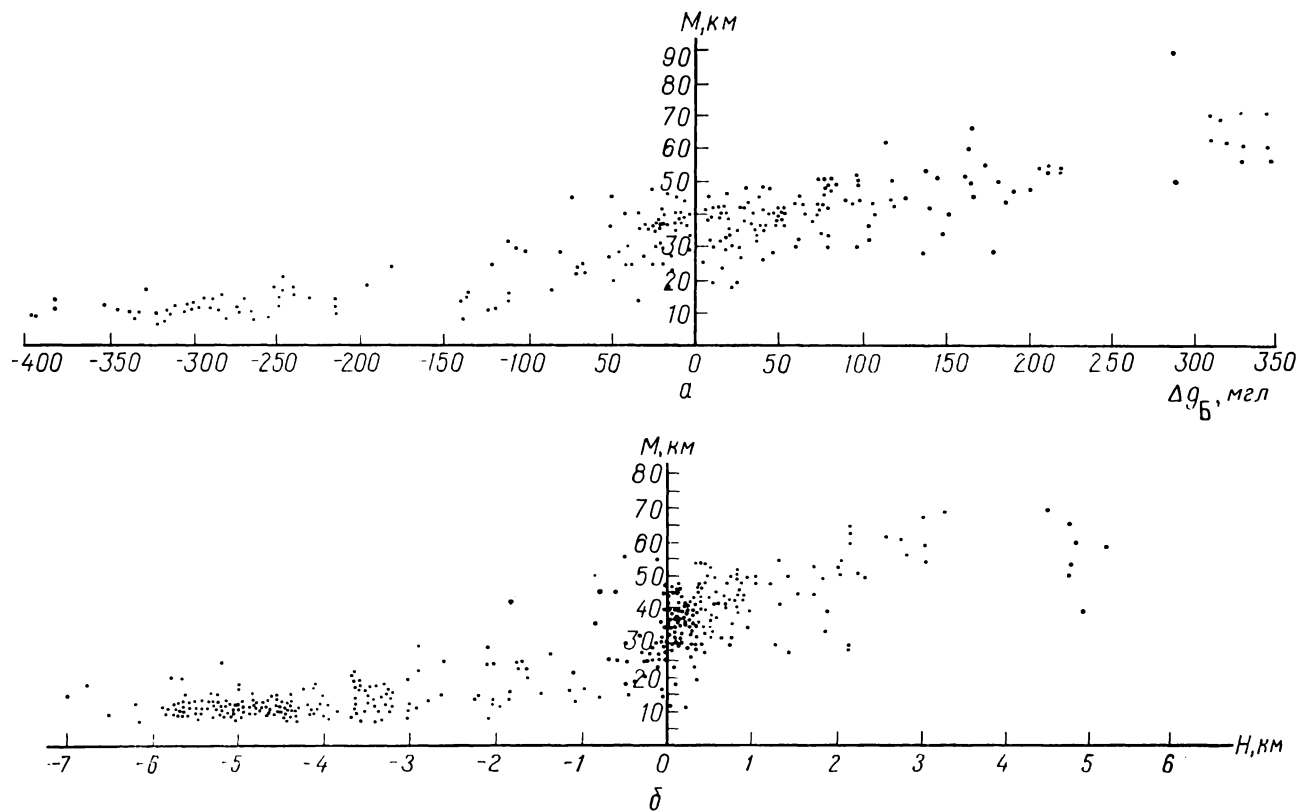


Рис. 89. Зависимости мощности земной коры  $M$  от аномалий Буге  $\Delta g_B$  (а) и от осредненного рельефа  $H$  (б).

соответствовало осредненное по площади в квадратный градус под экватором значение аномалии или высоты. Значения вычисленных коэффициентов приведены в табл. 30.

На основании полученных данных составлены карты — схемы мощностей земной коры для северного и южного полушарий. Точность этого метода  $\pm (2-4 \text{ км})$ .

### **§ 3. О ГИПОТЕЗАХ ПРОИСХОЖДЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ**

В настоящее время существует много гипотез происхождения и развития земной коры. Самая старая из них гипотеза контрантации. По этой гипотезе на первоначально расплавленной Земле в результате гравитационной дифференциации и охлаждения выделилась земная кора, которая при последующем произошедшем в результате охлаждения сжатии Земли образовала 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, предполагает разрастание континентов. Согласно обеим гипотезам земная кора выделяется из недр Земли путем выплавления и поднятия вверх наиболее легких и легкоплавких веществ. Далее пути рассуждения расходятся. Сторонники идеи разрастания океанов утверждают, что первоначально кора была континентального типа. В последующем начали образовываться океаны путем переработки континентальной коры в кору океанического типа. Возражением этой гипотезы является соображение о том, что в случае первоначального существования только континентов нет места для воды океанов на первоначальной Земле.

В противовес этой гипотезе была выдвинута гипотеза разрастания континентов. Согласно ей первоначально выделилась океаническая кора. В дальнейшем начали образовываться континенты, постепенно расширяющиеся.

Гипотезы, постулирующие неизменное во времени расположение континентов на земном шаре, встречают ряд трудностей. Поэтому была предложена гипотеза дрейфа континентов, основанная на предположении изменения гравитационной постоянной.

### **§ 4. ГИПОТЕЗА КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ДРЕЙФА**

Согласно гипотезе континентального дрейфа около 100 миллионов лет тому назад не было современных континентов. Существовало лишь два гигантских пракоонтинента, на севере — Лавразия и на юге — Гондвана. Лавразия включала современные Азию, Европу, Северную Америку и Гренландию; Гондвана — Африку, Южную Америку, Австралию, Индию и Антарктиду. В еще более

древние времена эти два континента, возможно, составляли одно целое. Так, Вегенер в 1925 г. в работе «Возникновение материков и океанов» высказал предположение о том, что первоначально существовал один гигантский континент, охватывающий всю Землю. Этот континент был назван Пангеа. В дальнейшем под воздействием внутренних, а возможно и внешних сил, например в результате медленного расширения Земли, образовался разрыв и континенты разошлись, образовав первоначально два названных уже праconti- нента или сразу разделившись на несколько материков.

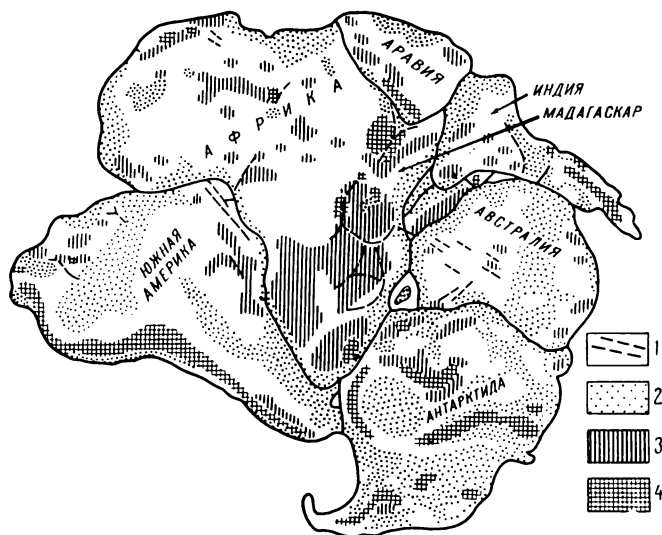


Рис. 90. Схема реконструкции Гондваны.

Основанием к высказыванию такой идеи явилось часто встречающееся повторение береговых линий. Так, если сблизить некоторые континенты до соприкосновения, то они довольно плотно войдут один в другой. Наиболее подчеркнуто это явление у Африки и Южной Америки. Если эти континенты сблизить, они сольются почти без заметных разрывов, к ним можно также без разрывов приложить Антарктиду и Индию (рис. 90). На этом основании выполнялись реконструкции древних праconti- нентов, которые осуществляются сближением современных континентов и совмещением их береговых линий так, чтобы получилась наилучшая их упаковка. На таком плотно упакованном праconti- ненте наибольшая область поднятий до 1000 м, а значит, и наибольшая область утолщения коры приходится на центральную часть континента, так как береговые горные хребты этих континентов при упаковке смыкаются в центральную горную страну. Наличие наибольших поднятий в центральной части соответствует существующим представлениям о нарастании мощности коры от периферии к центральным областям. Распределение

изотерм также указывает на общее увеличение температуры недр от периферии к центральным областям. Здесь происходит наибольший разрыв недр, сопровождающийся возникновением конвекционных течений. Эти течения, направленные в центральной области континента вертикально вверх, создавали центральное сводовое поднятие, выражающееся на схеме реконструкции Гондваны центральным поднятием рельефа. Дальнейшим процессом является образование в этом поднятии разломов, поведших к расколу единого материка на ряд областей. В последующем 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 все одинаково, на самом деле этого нет. Континенты Гондваны разошлись далеко, а Лавразия разошлась только в двух частях — Евразии и Северной Америке. Не выдерживаются и расстояния между материками. 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 константы высказал Иордан. В общем нет никаких категорических оснований считать абсолютно неизменной величину коэффициента гравитационного взаимодействия масс  $F$  в законе всемирного тяготения.

По мере уменьшения  $f$  будет уменьшаться сила взаимодействия  $F$ , и массы, слагающие Землю, должны будут ослаблять 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 испытывают сферическую деформацию. В том числе и поверхностный слой коры. Внутренние слои Земли, находившиеся 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 являются зонами наиболее активными в тектоническом отношении. К ним приурочены области землетрясений, вулканизма и горообразования. Картина распределения эпицентров землетрясений находится в хорошем соответствии с зонами расколов земной коры.

В настоящее время наблюдается большое количество зон разломов, протянувшихся на огромные расстояния. Часть разломов не заполнена осадками, что говорит об их молодом возрасте, т. е. процесс образования разломов происходит и сейчас уже во всяком

случае происходил в ближайшем прошлом. Так, Средне-Атлантический океанический разлом имеет возраст около 10 млн. лет. Сейсмически активный пояс, тянущийся 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, то есть разлом, протянувшийся от озера Танганьика через Кению, Абиссинию до Красного моря. Если предположить, что вначале поверхность Земли была равна поверхности материков, т. е. составляла 38% поверхности современной Земли, то начальный радиус  $R_0 = 3949$  км. Предположив возраст Земли  $4 \cdot 10^9$  лет, получается для скорости возрастания радиуса Земли в год величина  $\Delta R = 0,068$  см/год. С другой стороны, зная вековое замедление вращения Земли, соответствующее возрастанию продолжительности суток, можно вычислить годичное приращение радиуса Земли. Изменение радиуса Земли приводит к увеличению момента инерции, что в свою очередь вызывает замедление вращения. Среднее возрастание продолжительности суток по исследованиям американского астронома Брауэра равно  $+0,00135 \pm 0,00038$  с в столетие за последние 250 лет и по исследованиям Спенсера—Джонса  $+0,0023$  с в столетие за последние 2600 лет.

Если вековое возрастание суток принять по Брауэру, получим для годового расширения Земли величину  $\Delta R = 0,052$  см/год, а если по Спенсеру—Джонсу, то  $\Delta R = 0,089$  см/год. Эти величины очень близко совпадают с величиной расширения, полученной в предположении существования вначале единого континента,  $\Delta R = 0,068$ . Таким образом, гипотеза векового космологического уменьшения гравитационной постоянной и связанное с этим явлением расширение Земли объясняет современное распределение поверхности материков и океанов, если предположить первоначальное существование единой материковой Земли.

## § 5. ТЕОРИЯ ИЗОСТАЗИИ

Земная кора находится в состоянии равновесия. Точнее, она всегда стремится к этому равновесию, постоянно нарушаемому различными процессами развития и жизни Земли. Тектонические преобразования, процессы осадконакопления, изменения ледового режима в областях оледенения — все это нарушает состояние равновесия. Отдельные области земной коры, в которых произошло такое нарушение, начинают погружаться или, наоборот, подниматься, с тем чтобы восстановить нарушенное равновесие. Иными словами, избыток масс на поверхности компенсируется недостатком их внизу. Это явление получило название изостазии.

Явление компенсации особенно четко наблюдается по распределению гравитационных аномалий. Эти аномалии изменяются в зависимости от рельефа значительно меньше, чем это должно было бы быть вызвано наличием избыточных внешних масс. Казалось бы,

над горами должны быть большие положительные аномалии, а над океаническими впадинами — отрицательные. Однако гравитационная картина значительно более гладкая. Над океанами вообще, как правило, нет значительных аномалий. Они колеблются в пределах  $\pm(40-50)$  мгл. Над горами — тоже положительные аномалии значительно меньше тех, которые могли бы вызвать горы. Только в областях молодой, еще не успевшей скомпенсироваться, складчатости гравитационные аномалии могут оказаться резко положительными.

Современное представление о строении земной коры с увеличением ее мощности под континентами и в особенности под горами и с уменьшением во впадинах и особенно океанических областях хорошо согласуется с теорией изостазии.

Еще в середине прошлого столетия была высказана теория равновесного состояния земной коры. По этой теории предполагалось, что в областях дополнительных нагрузок на кору, например в горах, имеет место разуплотнение вещества внутри Земли такое, что на некоторой определенной глубине наблюдается постоянное для

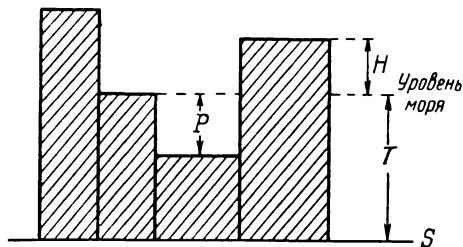


Рис. 91. Схема изостазии по Пратту.

всей Земли давление. Наоборот, в зонах внешнего дефекта масс в коре должно существовать уплотнение. Эта гипотеза опиралась на экспериментальные данные, состоящие в том, что наблюдаемое значение величины притяжения горного массива оказывалось меньше расчетного. Так, определяя уклонение отвесной линии в районе Гималаев, английский геодезист Пратт получил значение этого уклонения значительно меньше ожидаемого расчетного. В частности, для пункта Димаргида расчетное значение было 27,9, а наблюдаемое 5,2. Отсюда следовал единственно правильный вывод, что если горы притягивают слабее, чем должна притягивать их масса, то значит, под горами есть дефект масс. На этой основе была сформулирована гипотеза изостазии.

*Схема изостазии по Пратту* хорошо иллюстрируется рис. 91. Земную кору Пратт рассматривает как состоящую из отдельных блоков различной плотности. Эта плотность изменяется от блока к блоку так, что веса всех блоков остаются одинаковыми. Тогда давление на некоторую поверхность  $S$ , расположенную на глубине  $T$ , считая от уровня моря, будет одним для всей Земли. В этом и состоит равновесное состояние земной коры. Поверхность  $S$  называется поверхностью компенсации, а глубина  $T$  — глубиной компенсации. Плотность отдельных блоков Земли будет тем меньше, чем больше высота этого блока над уровнем моря. Иными словами, если над уровнем моря выступают какие-либо массы, то этот избыток масс

компенсируется недостатком масс на глубине, т. е. тем, что плотность такого блока меньше, чем плотность блока, у которого нет выступающих масс. Основное условие наличия изостазии по Пратту можно написать в виде следующих равенств:

для суши

$$\sigma(T + H) = \text{const}; \quad (\text{XII.2})$$

для моря

$$\sigma(T - p) + 1,03p = \text{const}, \quad (\text{XII.3})$$

где  $\sigma$  — плотность коры;  $T$  — глубина компенсации;  $H$  — высота блока;  $p$  — глубина моря; 1,03 — плотность морской воды.

С физической точки зрения подобная схема вызывает возражения. Однако можно рассматривать ее не как действительную схему строения коры, а как некоторую абстракцию, позволяющую построить удобный вычислительный аппарат. Практически аппарат введения изостатических поправок построен на схеме Пратта.

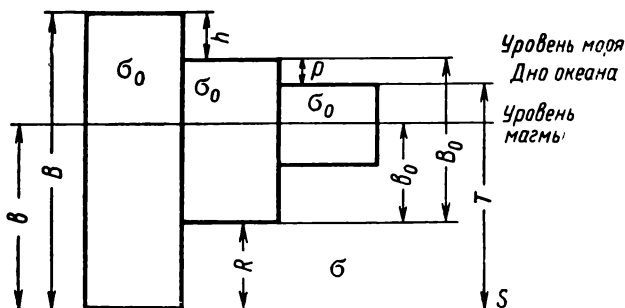


Рис. 92. Схема изостазии по Эри.

Несколько позже была предложена *схема изостазии по Эри*, который предположил, что земная кора состоит из отдельных блоков равной плотности, плавающих в вязкой магме. Чем больше высота такого блока над уровнем моря, тем он тяжелее и тем глубже погружен в магму. Поэтому горным областям соответствует большая мощность коры, низинам и дну океана — малая. Можно образно сказать, что по этой схеме горы как бы имеют корни, уходящие в глубь Земли. Глубина погружения данного блока определяется законом Архимеда. Основное условие наличия изостазии по Эри можно записать в виде уравнения:

$$\sigma_0 B = \sigma b, \quad (\text{XII.4})$$

где  $\sigma_0$  — плотность коры;  $\sigma$  — плотность магмы;  $B$  — мощность коры в данном блоке;  $b$  — глубина погружения блока в магму (рис. 92).

Схемы изостазии по Эри и Пратту основаны на различных предпосылках и дают различные представления о строении земной коры. Однако математически схема Эри не отличается от схемы Пратта,

а является некоторым ее усложнением. В самом деле, если провести поверхность  $S$  на глубине  $T$ , равной глубине погружения самого высокого блока (рис. 92), то на этой поверхности установится гидростатическое равновесие точно так же, как на поверхности  $S$  в схеме Пратта. Массы блоков Эри будут равны, как это следует и для схемы Пратта.

Рассмотрим два блока в схеме Эри. Масса первого из них  $\sigma_0 B$ , масса второго блока складывается из массы блока  $\sigma_0 B_0$  и массы части магмы  $\sigma R$  в объеме, продолжающем этот блок до глубины  $T$ :

$$\sigma_0 B_0 + \sigma R.$$

Но  $R = b - b_0$  и согласно выражению (XII.4)

$$b = B \frac{\sigma_0}{\sigma}, \quad b_0 = B_0 \frac{\sigma_0}{\sigma},$$

где индекс «0» отмечает блок, выступающий до уровня моря.

Тогда масса второго блока будет:

$$\sigma_0 B_0 + \sigma (b - b_0) = B_0 \sigma_0 + \sigma \left( B \frac{\sigma_0}{\sigma} - B_0 \frac{\sigma_0}{\sigma} \right) = \sigma_0 B.$$

Массы блоков равны, и, следовательно, выдержано основное уравнение схемы Пратта.

Некоторые авторы предлагают рассматривать смешанную схему изостазии, т. е. такую, к которой и плотности блоков, и глубина погружения переменны. Очевидно, что как рабочая схема такая схема сложнее и поэтому неприемлема, она несколько ближе к истине. Хейфорд и Боуи, приняв схему Пратта, усложнили ее тем, что внесли разные значения плотностей в части блоков, лежащих ниже уровня океана и выше его.

Во всех модификациях основными недостатками гипотезы изостазии являются предположение об идеально равновесном состоянии коры и пренебрежение силами сцепления между блоками, которые рассматриваются изолированными и вертикально перемещающимися сами по себе, без взаимодействия с соседними массами. Этими недостатками можно пренебречь, если схему изостазии рассматривать как метод введения определенных редукций. Рассматривая ее как действительное состояние коры, надо внести сюда существенные коррективы. За изостазией следует принимать не состояние равновесия коры, а процесс развития ее. Нельзя принимать земную кору застывшей, равновесной структурой. Наоборот, она все время находится в движении, в развитии. Тектонические процессы постоянно нарушают распределение массы на Земле, т. е. все время изменяются нагрузки, а земная кора испытывает вертикальные перемещения. Тормозом этого изменения нагрузок и тектонических вертикальных перемещений служит изостазия, которая проявляется в стремлении земной коры принять нарушаемое равновесное состояние. Конечно, реакция на нарушения равновесия будет не мгновенная. Здесь возможны



постепенные изменения, а также накопления напряжений, приводящих к новым тектоническим преобразованиям. Очевидно, что реагировать на изменение режима будут не только области, где протекают те или иные тектонические процессы, но и смежные с ними вследствие сил сцепления в веществе коры. Значит, изостазия надо рассматривать не как локальную, охватывающую область происшедших тектонических нарушений, а как региональную, затрагивающую большие регионы, отдельные части которых могут не только не быть компенсированными, но даже не иметь тенденции к этому.

В качестве улучшенной, региональной изостазии, учитывающей силы упругости коры, была предложена *теория изостазии Венинг-Мейнеса*, рассматривающая вертикальные перемещения отдельных участков коры как прогибы упругой пластины, вдавливающейся в магму. Эта схема более приемлема для представления физического процесса изостазии; однако в вычислительном отношении она крайне сложна, и сам автор ее ведет вычисление изостатических редукций в основном по схеме Хейфорда — Боун, основанной на представлениях Пратта.

С течением времени взгляды на гипотезу изостазии изменялись от признания ее в самом грубо схематическом виде до полного отрицания и нового признания. Современные данные заставляют нас считать изостазия безусловно существующей, но только в том понятии, которое было изложено, а именно изостазии региональной, широкообластной, с возможными длительными запаздываниями выравнивания, и изостазии как процесса стремления постоянно нарушаемого равновесия к его выравниванию. Подтверждением наличия изостатической компенсации является изученная и изучаемая в настоящее время картина строения земной коры. Доказан тот факт, что мощности земной коры под континентами составляют 30—70 км, причем они больше в областях горных стран. Под океанами, наоборот, эти мощности всего 5—15 км.

## § 6. ИЗОСТАТИЧЕСКАЯ РЕДУКЦИЯ

Изостатическая редукция состоит в таком приведении силы тяжести, которое учитывает влияние компенсирующих масс. Если масса горы компенсирует дефект масс под ней, то изостатическая редукция должна убрать из наблюдаемого значения силы тяжести влияние масс этой горы и добавить влияние этих же масс, размещенных между поверхностью геоида и глубиной компенсации. В случае выполнения идеальной изостатической компенсации изостатические аномалии силы тяжести должны быть равны нулю. Это следует из того, что при идеальной компенсации изостатическая редукция устраняет все аномалии масс. Соответственно сказанному, изостатическая редукция состоит из снятия влияния внешних масс (так называемая поправка за топографию) и введения влияния этих масс после того, как они будут размазаны, с одинаковой плотностью на весь слой коры до глубины компенсации. Это так называемая поправка

за компенсацию или собственно изостатическая поправка. Кроме того, сила тяжести приводится за высоту по формуле редукции в свободном воздухе. Основой вычисления как топографических, так и компенсационных поправок является формула притяжения кругового цилиндра на точку, лежащую на его оси:

$$\Delta g = \sum \sum \frac{1}{n} 2\pi f \sigma \left\{ \left[ \sqrt{a^2 + (h+t)^2} - \sqrt{a^2 + h^2} \right]_{a=r_2} - \left[ \sqrt{a^2 + (h+t)^2} - \sqrt{a^2 + h^2} \right]_{a=r_1} \right\}, \quad (\text{XII.5})$$

где  $n$  — число секторов;  $a$  — радиус цилиндра;  $h$  — высота точки над цилиндром;  $t$  — высота цилиндра.

Цилиндр разбивается круговыми цилиндрами меньших диаметров на концентрические кольца и радиальными плоскостями на сектора, так что получаются криволинейные призмы  $abcd a'b'c'd'$  (см. рис. 14). Формула (XII.5) дает притяжение всего цилиндра как притяжение суммы таких призм. Вся местность вокруг исследуемой точки разбивается (на карте при помощи палетки) на такие призмы и вычисляется влияние каждой из них. Суммированием получаем поправку за топографию  $\Delta g_t$ . Эта формула служит и для расчета поправки за компенсацию; только в ней надо положить  $t = T$  (глубина компенсации),  $h = H$  (высота над уровнем моря).

Приведенная формула служит для вычисления влияния ближних зон, которые можно считать плоскими. Однако при введении изостатических редукций обязателен учет и дальних зон. При этом применяются другие формулы для сферической части. По схеме Хейфорда вся Земля разделяется на 15 плоских (до 167 км) и 18 сферических зон. Зоны делятся на 199 плоских и 118 сферических секторов. Для каждого такого сектора снимается высота и вычисляется топографическая поправка. После этого для тех же секторов рассчитываются поправки за компенсацию. Существуют таблицы, например таблицы Хейфорда, в которых даются величины изостатических поправок по секторам при заданной глубине компенсации. Хейфорд для глубины компенсации принимает величину 113,7 км. Критерием правильного выбора глубины компенсации для случая компенсированной коры является близость нулю изостатических аномалий. Заметим, что аномалии в свободном воздухе и аномалии Буге можно рассматривать как предельные случаи изостатических аномалий при глубинах компенсации нуль и бесконечность соответственно. В самом деле, при введении редукции в свободном воздухе массы, расположенные над точкой наблюдений, опускаются на уровень моря и конденсируются в бесконечно тонкий слой. Это соответствует изостатической редукции с глубиной компенсации, равной нулю.

В редукции Буге влияние масс, расположенных между точкой наблюдения и уровнем моря, целиком исключается. Это можно рассматривать как опускание масс под уровень моря и размазывание их на бесконечно большую глубину.

Таким образом, редукция Буге совпадает с изостатической при глубине компенсации, равной бесконечности. Отсюда следует, что изостатические аномалии должны лежать между аномалиями в свободном воздухе и аномалиями Буге. Обязательным показателем наличия изостатической компенсации является условие, что аномалии в свободном воздухе в данной области положительны, а Буге — отрицательны. Если аномалии в свободном воздухе и Буге отрицательны или положительны, то область не компенсирована. Примером может служить область Крыма и Крымской Яйлы, где аномалии в свободном воздухе и Буге имеют значительные положительные величины.

Аналогичное нарушение изостазии наблюдается на Западном Кавказе и Большом Балхане, а также на о. Кипр, в Сирии, Индии, кроме того, в переходных зонах от континентов к океану, например в районе Курило-Камчатской островной дуги.

### Глава XIII

## ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГРАВИТАЦИОННЫХ ПОЛЕЙ

### § 1. ПЛОТНОСТИ ПОРОД

Гравиметрический метод разведки основан на изучении естественного поля силы тяжести на земной поверхности. Измерение элементов этого поля позволяет судить о плотностной дифференциации пород, слагающих земную кору. Поэтому большое внимание уделяется изучению плотности горных пород. Наличие разности плотностей между искомым телом и вмещающими его породами является необходимым условием эффективности гравиметрической разведки. Чем больше будет такая разность, тем успешнее применение гравитационного метода. Разность плотностей вмещающих пород и искомого тела называется эффективной плотностью. Плотность пород, слагающих земную кору, меняется в очень больших пределах. В табл. 31 приведены средние значения плотности и пределы изменения ее для отдельных кристаллических (магматических и метаморфических) горных пород по Б. А. Андрееву.

Наименьшую среднюю плотность имеют слабо метаморфизованные граниты ( $2,6 \text{ г/см}^3$ ), наибольшую — железистые кварциты ( $3,5 \text{ г/см}^3$ ). Пористость кристаллических горных пород ничтожна — не больше 1—2%. Их плотность определяется химико-минералогическим составом и структурными особенностями. В табл. 32 приведена плотность типичных породообразующих минералов магматических и метаморфических пород.

Магматические и осадочные породы процессами метаморфизма (давление, температура, привнос или удаление отдельных компонент) преобразуются в метаморфические. При этом происходит как повышение, так и понижение плотностей.

Осадочные породы по сравнению с кристаллическими имеют, как правило, меньшую плотность. Значения плотности для осадочных горных пород приведены в табл. 33. Из табл. 33 видно, что средние

Плотность горных пород

Горная порода	Плотность, г/см <sup>3</sup>		Горная порода	Плотность, г/см <sup>3</sup>	
	сред- няя	пределы измене- ния		сред- няя	пределы измене- ния
Граниты и гранито- гнейсы (типичные для древних щитов)	2,7	2,4—3,0	Серпентиниты . . . .	2,6	2,4—3,0
Граниты (со слабой метаморфизацией)	2,6	2,4—2,7	Амфиболиты . . . .	2,9	2,7—3,2
Гранодиориты, квар- цевые диориты . .	2,7	2,7—2,8	Альбитофиры . . . .	3,2	2,8—3,6
Анортозиты . . . . .	2,7	2,6—2,9	Порфириды . . . . .	2,8	2,7—2,9
Диориты . . . . .	2,8	2,7—2,9	Гнейсы . . . . .	2,7	2,6—3,2
Сиениты . . . . .	2,8	2,6—2,9	Кварциты аркозовые	2,7	2,5—2,8
Диабазы, габбро, габбро-диабазы . .	2,9	2,7—3,3	Кварциты железни- стые . . . . .	3,5	3,2—4,3
Базальты . . . . .	3,0	2,6—3,3	Известняки кристал- лические, мраморы	2,7	2,3—3,0
Ультраосновные по- роды — дуниты, пе- риidotиты, пироксе- ниты (слабо изме- ненные) . . . . .	3,2	2,8—3,6	Сланцы глинистые	2,3	2,0—2,8
			Сланцы кварцевые, слоистые . . . . .	2,6	2,5—2,8
			Сланцы роговообман- ковые . . . . .	3,0	2,8—3,4

Таблица 32

Плотность минералов

Минерал	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Минерал	Плотность, г/см <sup>3</sup>
Амфиболы . . . . .	2,9—3,6	Полевые шпаты (главней- шие минералы) . . . .	2,5—2,8
Граниты . . . . .	3,2—4,3	Серпентины . . . . .	2,5—2,6
Кварц . . . . .	2,6	Слюда . . . . .	2,7—3,2
Магнетиты . . . . .	5,0—5,2	Хлориты . . . . .	2,6—3,0
Нсфелин . . . . .	3,6	Эпидоты . . . . .	3,1—3,5
Оливины . . . . .	3,0—4,4		
Пироксены . . . . .	2,8—3,7		

значения плотности осадочных пород также меняются в больших пределах. В табл. 34 и 35 приведены плотности типичных минералов, образующих осадочные породы, и значения пористости для осадочных пород.

Плотность осадочных пород в основном зависит не от минералов, их образующих, а от пористости, которая меняется в очень больших пределах для одних и тех же петрографических групп. Пористость, а также и плотность осадочных образований в основном определяются условиями их образования.

В табл. 36 приведены плотности для полезных ископаемых, при поисках и разведке которых применяется гравиметрия.

Плотность осадочных пород

Порода	Плотность, г/см <sup>3</sup>		Порода	Плотность, г/см <sup>3</sup>	
	сред- няя	пределы изменс- ния		сред- няя	пределы изменс- ния
Глины, аргиллиты	2,3	1,6—2,8	Ангидриты . . . . .	2,8	2,4—3,0
Пески, алевролиты	2,1	2,0—2,4	Кремнистые породы	1,2	0,8—1,6
Песчаники . . . . .	2,3	2,1—2,8	(доломиты, трепе- лы, опоки и т. д.)		
Мергели . . . . .	2,2	2,0—2,6	Донные осадки (оке- анические, глини- стые почвы) . . . .		
Известняки, доломиты . . . . .	2,5	2,1—2,9	Почвы разные . . . .	1,8	1,7—1,8
Мел . . . . .	2,2	1,8—2,6		2,0	1,5—2,4
Каменная соль . . . .	2,2	2,1—2,3			
Гипсы . . . . .	2,3	2,1—2,5			

Таблица 34

Плотность минералов, образующих осадочные породы

Минерал, группа минералов	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Минерал, группа минералов	Плотность, г/см <sup>3</sup>
Группа каолинита . . . .	2,6	Доломит . . . . .	2,9
Группа галлуазита . . .	2,0—2,5	Ангидрит . . . . .	2,9
Группа монтморилло- нита . . . . .	2,1—2,6	Гипс . . . . .	2,3
Гидроокислы (лимонит, гётит и др.) . . . . .	3,8—4,4	Галит . . . . .	2,1—2,2
Группа кварца . . . . .	2,3—2,6	Тяжелая фракция тер- ригенных пород (пи- рит, магнетит, гранат и др.) . . . . .	3—5
Кальцит . . . . .	2,7		

Таблица 35

Пористость осадочных пород

Порода	Пределы изменения пористости, %	Порода	Пределы изменения пористости, %
Пески, алевролиты . . .	2—42	Гидрохимические осад- ки (ангидриты, гипсы, каменная соль) . . . .	0—5
Песчаники . . . . .	0—55	Кремнистые породы (до- ломиты, трепелы и т. д.) . . . . .	59—92
Галечники . . . . .	25—38	Донные осадки океани- ческие (глинистые)	49—56
Глины . . . . .	1—63	Почвы разные . . . . .	23—69
Аргиллиты . . . . .	4—34		
Мергели . . . . .	2—31		
Известняки, доломиты	2—37		
Мел . . . . .	17—43		

Плотность полезных ископаемых

Полезные ископаемые	Плотность, г/см <sup>3</sup>		Полезные ископаемые	Плотность, г/см <sup>3</sup>	
	сред- няя	пределы изменения		сред- няя	пределы изменения
<b>Рудные</b>			<b>Нерудные</b>		
Железные руды . .	4	—	Газ . . . . .	—	0,001—0,002
Хромит . . . . .	4	—	Нефть . . . . .	0,9	0,7—1,1
Колчеданные руды:			Уголь:		
медные . . . . .	5	—	антрацит . . . .	—	1,4—1,5
серные . . . . .	4	—	каменный . . . .	—	1,3—1,4
Полиметаллические			бурый . . . . .	—	0,8—1,2
руды (свинец,			Торф . . . . .	0,7	—
цинк):			Минеральные соли:		
первичные . . . .	4		галит . . . . .	—	2,1—2,2
окисленные . . . .	—	0,8—2,0	сильвин . . . . .	2,0	
Шеелит . . . . .	6	—	карналлит . . . .	1,6	
			Корунд и наждак	—	3,0—4,0
			Флюорит . . . . .	3	—
			Барит . . . . .	4	

## § 2. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ПО ГРАВИМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Изучение глубинного строения земной коры и процессов ее развития — одна из важнейших проблем геофизики и геологии. Оно необходимо для обоснования геотектонических построений теории происхождения континентов и океанов, а также для решения таких важных практических задач, как прогнозы распределения полезных ископаемых и прогнозы землетрясений. Развитие земной коры представляет собой очень сложный процесс. Для его познания необходимо изучать не только закономерности изменения строения верхних частей коры, но по возможности и ее более глубоких слоев и подкоровых областей, так как глубинные процессы являются источником 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 — в геосинклинальных зонах, в активизированных участках платформенных областей. Здесь эффект плотностной неоднородности глубинных слоев земной коры выражен особенно резко и является доминирующим фактором, определяющим характер распределения аномального гравитационного поля.

По современным представлениям земная кора имеет глыбовое строение. Ее отдельные блоки, разделенные глубинными разломами, имеют различное строение и историю геологического развития. Крупные нарушения, рассекающие земную кору, зарождаются на

большой глубине, и поэтому основные глубинные разломы представляют собой довольно широкие зоны дробления коры, внутри которых возникают многочисленные разрывы. Отдельные полосы дробления земной коры, разграничивающие тектонически неоднородные блоки, носят планетарный характер и тянутся на сотни и тысячи километров, а их ширина измеряется десятками километров. Степень глубинности разломов, пронизывающих земную кору, различна. Часть из них захватывает лишь верхние слои коры и связана с процессами в зоне гранитизации, а другая часть не только пронизывает земную кору, но и проникает на большую глубину в оболочку земного шара.

В. В. Федьинский указывает, что блоки земной коры, разделенные глубинными разломами и имеющие различное строение, одновременно различаются также и мобильностью. Именно различие в мобильности определяет специфичность геологической истории каждого из блоков. Древние кристаллические щиты и области многофазного орогенеза в геосинклиналях представляют собой крайние звенья непрерывной цепи, которую образуют участки земной коры с различной степенью подвижности. Амплитуда перемещений блоков земной коры по глубинным разломам может быть самой разнообразной: от незначительных смещений до перемещений, измеряемых километрами. Скорость перемещений отдельных блоков также меняется в очень широких пределах.

В. В. Белоусов подчеркивает зависимость различных типов складчатости от глыбового строения земной коры. Он выделяет в земной коре этажи с различным характером движений. Наиболее глубокий этаж характеризуется развитием гранитных куполов, образующихся в текущем материале в зоне гранитизации. Далее следует этаж глыбовой структуры, где движение происходит преимущественно по разрывам, и, наконец, в верхнем этаже развиваются вновь пластические деформации в поверхностных отложениях. Глубинные разломы обычно резко проявляются в кристаллическом фундаменте. Это выражается в изменении его рельефа, состава и в наличии систем дизъюнктивных нарушений и эффузивных образований в приразломных зонах. Основные вертикальные перемещения крупных блоков земной коры в ее верхних более подвижных частях (особенно это относится к осадочному слою) трансформируются в движении 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. Чаще всего в осадочном чехле разломы проявляются в виде пологих флексур или небольших по амплитуде тектонических ступеней, валов, цепочек куполов и лишь в редких случаях в изменении мощностей и литологического состава пород.

Выявление зон разломов и их изучение представляет большой практический интерес, так как с ними связана структура верхних горизонтов земной коры и размещение месторождений полезных ископаемых. Изучение разломов представляет интерес и с точки зрения



прогнозов землетрясений. М. В. Гзовский указывает, что в настоящее время признано, что непосредственной физической причиной землетрясений является возникновение новых и обновление старых тектонических разрывов. При прогнозе землетрясений прежде всего следует заниматься выявлением тех участков земной поверхности, под которыми происходит наиболее интенсивное развитие тектонических разрывов. Последние могут либо выходить на поверхность, либо скрываться на глубине и не рассекать верхнюю часть земной коры.

В геологически открытых складчатых областях зоны разломов выделяются довольно легко, они трассируются на геологических картах. В закрытых районах их можно выделить только по геофизическим данным и по данным глубокого бурения. Во многих случаях разломы находят четкое отображение в гравитационном и магнитном полях. Если изменение мощности земной коры создает региональный фон аномалий силы тяжести первого порядка, то делением коры на блоки определяются региональные аномалии второго порядка. Отдельные блоки земной коры, разнящиеся по своему внутреннему строению и истории геологического развития, имеют различные характеристики на гравиметрических картах. При этом меняется общий уровень гравитационного поля, меняется простирание аномалий 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. В частности, С. И. Субботин считает, что основным процессом, который определяет перераспределение масс и движения на больших глубинах, является полиморфный переход подкорового вещества с уменьшением или расширением его объема. Сжатие подкорового вещества ведет к опусканию участков земной коры и накоплению осадков, а его расширение — к поднятию коры, прерыву в осадконакоплении и размыву. На основании анализа гравитационного поля с привлечением магнитных данных С. И. Субботин составил тектоническую схему для территории Украины. Он показал блоковое строение земной коры и докембрийского фундамента этого региона и наметил определяющую его сложную сеть крупных глубинных разломов. На схеме также показано размещение зон сжатия и расширения подкоровых масс, приведших к формированию прогибов и поднятий отдельных участков коры и определивших основной структурный план тектоники территории Украины. Вертикальные перемещения блоков и трансформация их в движении разных направлений обусловили образование сложной тектонической картины в верхних частях земной коры.

Структурам Днепровско-Донецкой впадины присуща одна общая закономерность; они ориентированы вдоль простирания основных глубинных разломов, обрамляющих центральный грабен. В основном

это простирание нарушается лишь в зонах развития поперечных глубинных разломов. Выявление разломов представляет большой практический интерес, так как именно они определяют общий структурный план Днепровско-Донецкой впадины, именно им подчинено размещение месторождений полезных ископаемых — нефти, газа, полиметаллических и др. Такие же соотношения глубинных разломов и структурных форм наблюдаются в Донбассе, в Карпатской складчатой области.

Изучение строения осадочной толщи гравиметрическим методом проводится как непосредственно, так и по косвенным признакам. Как уже ранее указывалось, аномалии гравитационного поля являются суммарным отображением ряда особенностей строения земной коры, но в различных районах, в зависимости от их геологического строения, влияния некоторых из особенностей может становиться доминирующим. Так, например, строение осадочной толщи при наличии достаточной плотностной дифференциации лучше всего проявляется в тех областях, где породы кристаллического фундамента залегают на больших глубинах. Ярким примером является Прикаспийская впадина. Мощность осадочной толщи здесь достигает 10—15 км, и на гравиметрической карте четко проявляется солянокупольная тектоника. Соляным куполам соответствуют локальные минимумы силы тяжести. В Прикаспийской впадине их множество и поэтому ее гравитационное поле очень специфично. На карте оно выглядит как тонкие и очень витиеватые кружева.

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 и его петрографического состава. Причем соотношения между теми и другими аномалиями могут быть самые различные. Так, например, в Туймазинском районе эффект, создаваемый локальными осадочными структурами, равен 2—4 мгл и даже меньше. Эти небольшие изменения аномалий происходят на фоне региональных изменений в 60—80 мгл, конечно, они теряются и выделять их очень трудно. В таких случаях для выделения эффекта, создаваемого осадочными структурами, необходимо исключать тем или другим методом региональные аномалии и переходить к картам «остаточных» аномалий.

Изменение мощности осадочного слоя, или рельеф гранитного слоя, обычно проявляется на гравиметрических картах в виде регионального уменьшения аномалий силы тяжести. Так, например, на Русской платформе впадинам фундамента, имеющим повышенную мощность осадочного слоя, соответствуют региональные минимумы силы тяжести. Минимумы соответствуют Прикаспийской впадине, Рязано-Саратовскому прогибу, Днепровско-Донецкой впадине. Интересным обстоятельством является и то, что в этих впадинах на фоне общего понижения силы тяжести наблюдаются обширные гравитационные максимумы. В центральной зоне Днепровско-Донецкой

впадины имеются два таких максимума силы тяжести — Черниговский и Лохвицкий. Причем Черниговский максимум является наиболее интенсивным во всей Европейской части СССР. В Прикаспийской впадине на фоне общего понижения аномалий выделяется Хобдинский и Аралсорский максимумы. Максимум силы тяжести наблюдается и в зоне Рязано-Саратовского прогиба. Эти максимумы, по-видимому, отображают одну из генетических особенностей образования впадин в платформенных условиях.

Строение осадочной толщи, как это показали многие исследователи, закономерно связано с глубинным строением земной коры. Это вполне естественно, так как процесс развития земной коры — единый процесс. Наличие указанной связи позволяет гравиметрическим методом получать ценные дополнительные (косвенные) данные о геологическом строении того или иного района.

Глубинные сейсмические зондирования и геолого-геофизические работы, проведенные на кристаллических щитах, показали, что там, на участках с увеличенной 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.

В. В. Федьинский указывает, что увеличение мощности гранитного слоя отвечает более резко выраженным тектоническим формам в осадочных породах. В области Татарского свода кристаллического фундамента, где гранитный слой тоньше, структурные формы в осадочных породах очень пологие. В области Оренбургского свода гранитный слой имеет значительно большую мощность и структуры в осадочной толще выражены резче. Региональные гравитационные аномалии этой части Русской платформы, несомненно, отражают в основном глубинную структуру кристаллического фундамента, т. е. в общих чертах расчленение земной коры на гранитный и базальтовый слои. Линии простирання структур в осадочной толще закономерно располагаются вокруг основных аномальных зон гравитационного поля. Все это доказывает зависимость движений в земной коре от ее глубинной структуры. Особенно важно отметить, что интенсивность этих движений, даже в пределах Русской платформы, связана с мощностью гранитного слоя. Аналогичные соотношения наблюдаются и в других районах. Так, например, на Кавказе в зоне Талышско-Вандамского максимума мощность гранитного слоя оценивается в 3—4 км, а на Апшеронском полуострове в 15 км. По данным сейсморазведки мощная толща осадочных пород (4—5 км) Куринской депрессии в зоне Талышско-Вандамского максимума залегает весьма спокойно, в то время как на Апшеронском полуострове наблюдается интенсивное проявление тектоники, здесь развиты крутые структурные формы и ярко выражен диапиризм.

Следовательно, характер распределения в крупном плане региональных аномалий силы тяжести позволяет судить о динамике развития земной коры, что является весьма важным для тектонического

районирования. На гравиметрической карте четко выделяются платформенные и геосинклинальные области, каждая из которых имеет присущую ей гравиметрическую характеристику. Если в районе платформ развиты аномалии в основном изометрической формы с небольшими градиентами, то для геосинклинальных областей характерны резко выраженные линейные аномалии.

На платформах и в геосинклиналях 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 области платформ и геосинклиналей по характеру аномалий выделяются структуры более низких порядков, находят отображение впадины, валы, краевые прогибы и их характерные особенности. Так, на аномальном гравитационном поле Русской платформы вырисовывается Тимано-Печорская область с ее 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 контуры Прикаспийской впадины с ее солянокупольной тектоникой. Прослеживается Рязано-Саратовский прогиб, Днепровско-Донецкая впадина и другие крупные и мелкие особенности геологического строения платформы.

Очерчивается Кубано-Черноморская впадина как на суше, так и под водами Азовского моря. На Кавказе рельефно выделяется Талышско-Вандамская зона с ее крупными тектоническими нарушениями и т. д.

Гравиметрический метод разведки используется при изучении тектонического строения и петрографического состава осадочной толщи и кристаллического фундамента. В связи с этим ежегодно региональными и детальными гравиметровыми съемками покрываются большие территории. Региональная гравиметрическая разведка является одним из рекогносцировочных методов, по результатам которого проводится геотектоническое районирование и выделение перспективных зон для разведки тех или иных полезных ископаемых. Детальные гравиметровые съемки применяются для поисков локальных структур, прослеживания отдельных тектонических нарушений, поисков нефтеносных структур и даже в некоторых случаях непосредственно самих залежей нефти и газа, изучения угленосных бассейнов и поисков и разведки рудных месторождений.

По гравиметрическим картам с использованием геологических данных и результатов других геофизических методов разведки составляются схематические карты погребенного рельефа кристаллического фундамента.

### § 3. СОПОСТАВЛЕНИЕ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ И МАГНИТНЫХ КАРТ

При геологической интерпретации результатов геофизических съемок для уточнения связи в распределении региональных аномалий силы тяжести и геологическим строением земной коры

обязательно проводится сопоставление гравиметрических и магнитных карт.

Если гравитационное аномальное поле определяется особенностями плотностного распределения масс во всей коре и в какой-то мере в подкоровом субстрате, то магнитные аномалии отображают петрографический состав и строение лишь верхней части коры, расположенной выше границы температуры, при которой породы теряют свои магнитные свойства, так называемые изотермы Кюри. Принимая средний геотермический градиент равным  $33^{\circ}$  на 1000 м мощности земной коры, особенности строения которой отражаются на магнитных картах, ориентировочно оцениваются в 15—20 км. Эта оценка приближенная, так как геотермический градиент для различных районов меняется в весьма больших пределах. Следовательно, распределение магнитных аномалий в основном определяется строением и составом гранитного слоя и лишь в какой-то мере рельефом и верхней частью базальтового слоя.

Результаты аэромагнитной съемки свидетельствуют о том, что распределение магнитных аномалий тесно связано с геологическим строением верхней части земной коры. Магнитные карты получили широкое применение при решении геологических задач. Они способствуют правильному геотектоническому районированию платформенных и складчатых областей и уточнению строения и состава погребенного фундамента. В объяснительной записке к магнитной карте Сибири и Дальнего Востока Т. Н. Симоненко указывает, что материалы аэромагнитной съемки «закрытых» территорий в комплексе с гравиметрическими и другими геофизическими данными позволяют намечать погребенные продолжения крупных геологических структур, выделять линии тектонических нарушений и блоки древней консолидации, и таким образом способствуют составлению схематических карт строения погребенного складчатого фундамента платформенных областей. Данные аэромагнитной съемки используются и для определения глубин залегания магнитных пород и построения схематических карт изогипс фундамента платформенных областей и межгорных впадин.

На территории СССР наиболее четко выраженной областью на магнитных и гравитационных картах является Урал. Анализ гравиметрических и магнитных данных и сопоставление их с имеющимися тектоническими схемами позволяет уточнить глубинное геологическое строение обнаженной части Урала и прилегающих к ней областей. Горный Урал, а также его погребенное продолжение выделяются на гравиметрических картах с исключительной отчетливостью, прекрасно оконтуривается эта зона и на магнитных картах. Ей соответствуют несколько параллельных полос положительных аномалий силы тяжести  $\Delta g$  и аномалий полного вектора магнитного поля  $\Delta T$  уральского простирания.

Наиболее протяженной и резкой является западная полоса, она прослеживается от Полярного Урала до Чускакуля. Остальные полосы более прерывисты. Вторая полоса прослеживается на юге

до южного берега Аральского моря, третья полоса (Кустанай — Тюмень) до юго-восточного побережья Аральского моря. На севере эта полоса срезается разломами. По нарушению простираций изолиний на гравиметрической и магнитной картах, в частности, четко трассируется Хайпудиро-Обский разлом, перпендикулярный Уральской складчатости. Основные элементы тектонического строения Урала определяются глубинными разломами, насыщенными магмой. Возраст разломов считается наиболее древним в районе Урал-Тауского антиклинория, а далее на восток он становится более молодым.

Урал обрамляется гравитационными депрессиями, имеющими также линейное простираие. В особенности это относится к его западному склону, где четко прослеживается Предуральский краевой прогиб. Он не находит отображения в изменении характера магнитного поля, а это обуславливается тем, что фундамент Предуральского прогиба является продолжением фундамента Русской платформы. Крупные плавные магнитные аномалии Русской платформы продолжаютя вплоть до западной границы Центрального Уральского антиклинория, где они резко срезаются узкими линейными аномалиями.

Центральный Уральский антиклинорий на всем протяжении характеризуется отрицательным магнитным полем с средней интенсивностью 300, иногда 500 гамм. Зонам Уральских синклинориев соответствуют полосы сильно повышенных как магнитных, так и гравитационных аномалий. Над массивами основных и ультраосновных пород наблюдаются положительные магнитные локальные аномалии в несколько тысяч гамм. Полагают, что положительные региональные гравитационные аномалии Урала обусловлены глубинными факторами, главным из которых является рельеф поверхности базальтового слоя. По расчетам амплитуды поднятия базальтового слоя в осевой части Урала достигают 5—10 км, а мощность гранитного слоя 8—12 км. На западе в Предуральском прогибе базальтовый слой погружается, и здесь увеличивается мощность осадочных образований до 7—8 км.

Восточная граница Уральской складчатости прослеживается менее четко. На основании характера магнитного и гравитационного полей здесь выделяют севернее Тюмени жесткий плитообразный Тура-Иртышский срединный массив. Северо-восточнее Свердловска этот массив в какой-то мере предопределил распространение уральских структур на восток. Считают, что на юге уральские структуры прослеживаются на восток до меридиана г. Курган и даже далее, а в средней части до меридиана г. Алапаевск.

Детальные гравиметрические съемки Урала помогают при прогнозировании рудных полезных ископаемых и при составлении металлогенической карты.

На гравиметрической и магнитной картах весьма четкую и специфическую характеристику имеет обширный регион от Тимана до Полярного Урала. Здесь развиты полосовые аномалии  $\Delta g$  и  $\Delta T$ , имеющие общее Тиманское простираие. Предтиманской гравитационной депрессии соответствует полоса положительного магнитного поля

$\Delta T$ . Эта полоса прослеживается в Приуралье до Красновшерска. С юго-запада полоса максимумов сопровождается узким минимумом  $\Delta T$ , расположенным на юго-западном склоне Предтиманской гравитационной депрессии. Система этих аномалий срезает под углом  $90^\circ$  зоны магнитных аномалий, протягивающиеся от Кирова до Сыктывкара.

Осевая зона спокойного отрицательного поля аномалий  $\Delta T$  до —300 гамм отчетливо совпадает с зоной положительного гравитационного поля, соответствующего Тиману. Здесь мы имеем мощную толщу метаморфизованных осадочных отложений без проявления магматизма. В западной части Печорской впадины между Тиманом и Мутным материком наблюдается постепенное повышение поля  $\Delta T$  до нормальных значений (т. е. до нуля). Этой области соответствует обширная гравитационная депрессия.

При переходе от собственно Печорской депрессии к Печорской гряде отмечается резкая смена характера магнитного и гравитационного полей. Западный борт обширной региональной магнитной аномалии сопровождается узкой полосой весьма интенсивных гравитационных положительных аномалий шириной 20 км. Прямолинейность границ на протяжении нескольких сотен километров и зон больших градиентов свидетельствует о наличии здесь разломов. Печорская гряда, по-видимому, представляет собой грабен с интенсивно дислоцированными девонскими отложениями (выявленная мощность девона больше 4000 м).

Гряде Чернышева соответствует четкий максимум; в магнитном поле на карте масштаба 1 : 2 500 000 гряда не находит отображения, т. е. здесь так же, как и на Тимане, нет проявления магматизма.

Сопоставление гравиметрических и магнитных карт дает ценную информацию для правильной геологической интерпретации результатов геофизических съемок. Эти карты имеют много общих черт, хорошо дополняют одна другую. Они отражают геологическое строение верхней части коры. Основные особенности тектонического строения кристаллического фундамента и осадочной толщи почти повсеместно определяют простирающие аномалии. Строение осадочной толщи четко проявляется на гравиметрических картах. На магнитных картах оно находит отображение лишь косвенным образом, поскольку осадочная толща развивается по единому плану с кристаллическим фундаментом и более глубокими образованиями.

#### **§ 4. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ И МАГНИТНЫХ ДАННЫХ НА ПРИМЕРЕ ТУРГАЙСКОГО ПРОГИБА**

В настоящее время гравиметрическая разведка широко применяется при изучении как региональных особенностей геологического строения крупных регионов, так и для решения задач при детальных исследованиях на отдельных участках. Для решения геологических задач обычно проводятся комплексные геофизические работы, причем гравиметровая и магнитная съемки, как правило, предшествуют

остальным видам геофизических исследований. На первых порах с их помощью получают самые общие представления о тектоническом районировании изучаемого региона и намечают направления для последующих геофизических исследований. В дальнейшем, после проведения на отдельных площадях комплексных геофизических работ вновь возвращаются к интерпретации гравиметрических данных для проведения более глубокой геологической интерпретации и уточнения тектонических схем для всего региона в целом.

Рассмотрим в качестве примера методику и результаты геологической интерпретации гравиметрических данных в таком закрытом районе, как Тургайский прогиб. Этот обширный геологический район расположен между восточным склоном Урала и Кокчетавским нагорьем и Улутау. На севере он ограничивается линией, протягивающейся от долины реки Уй до г. Петропавловска, а на юге — широтой северной части Аральского моря.

В геологическом строении Тургайского прогиба принимают участие отложения от архейского возраста до современных. Сверху вниз их можно подразделить на четыре комплекса: 1) мезозойско-кайнозойский, представляющий платформенный чехол, сложенный породами от современной до средней юры; 2) нижнемезозойский, или субплатформенный, с отложениями от средней юры до пермо-триаса; 3) средне-верхнепалеозойский и 4) нижнепалеозойский — архейский. Западная часть Тургайского прогиба по своему строению схожа с восточным склоном Урала, а в его восточной части преобладают структуры, аналогичные казахстанским.

В. А. Бугайло была выполнена геологическая интерпретация гравиметрических и магнитных данных для Тургайского прогиба. В районе рассматриваемого прогиба выделены глубинные разломы, тектонические депрессии, зоны глыбовой (горсто-грабенной) тектоники, зоны распространения эффузивных осадочных толщ пермо-триаса и проведена оценка вещественного состава фундамента. Помимо гравиметрических и магнитных данных, были использованы:

1) значения плотностей и магнитных свойств пород по значительному числу скважин;

2) данные о рельефе фундамента и его петрографическом составе, полученные с помощью скважин на опорных профилях, секущих прогиб в широтном и меридиональном направлениях;

3) сейсмические и электроразведочные данные;

4) корреляционные зависимости между характерными параметрами геофизических полей и литолого-петрографическими и структурными особенностями отдельных комплексов пород для геологически изученных сопредельных территорий Урала, Зауралья и западных окраин Казахского нагорья.

Для Урала, Зауралья и западной окраины Казахского нагорья установлены следующие общие соотношения между аномальными геофизическими полями и геологическим строением этих областей.

1. Для уральских горных сооружений, обнаженных в центральной части Урала и погружающихся под мезозойско-кайнозойский



чехол на востоке, характерно линейное (полосовое) расположение гравитационных и магнитных аномалий обоих знаков. Протяженные узкие полосы аномалий точно отражают простирающие уральских складчатых структур. Аналогичные узкие полосы аномалий меридионального и субмеридионального простираения наблюдаются и в восточной части Тургайского прогиба.

2. Полосам интенсивных положительных аномалий силы тяжести Урала в плане соответствуют тектонические структуры первого и второго порядков типа синклинориев. Обычно в синклинориях, выполненных вулканогенно-осадочными отложениями, имеются многочисленные интрузии основного и ультраосновного состава, чаще всего приуроченные к зонам развития глубинных разломов. Таковы Нижне-Тагильский и Магнитогорский синклинории, вместе образующие Зеленокаменный синклинорий Урала, Полтаво-Брединский и Алапаевские синклинории на восточном склоне Урала и др. Вместе с мощным комплексом вулканогенно-осадочных пород основные и ультраосновные породы в целом вызывают характерные положительные аномалии. Они имеют отдельные вытянутые овальные контуры, похожие на аномалии, создаваемые брахиструктурами, и выделяются относительными положительными аномальными значениями на общем фоне повышенного гравитационного поля, обусловленного влиянием более глубоких плотных масс дислоцированного ложа Урала.

3. Полосам интенсивных отрицательных аномалий гравитационного поля Урала в плане соответствуют антиклинории или прогибы. Значительные минимумы силы тяжести наблюдаются в районе центрального антиклинория Урала — Уралтау и Восточно-Уральского антиклинория. Антиклинории сложены гранитами, гранитоидами и древними породами. Аналогичная картина наблюдается и далее на восток в районе Тургайского прогиба. Магнитное поле над антиклинориями более спокойное и однородное, чем над синклинориями, и в среднем отрицательное. Чаще всего положительные аномалии наблюдаются в контакте с другими структурами или связаны с внедрением основных интрузий.

4. Глубинные разломы по гравитационным и магнитным данным выделяются как области наиболее интенсивных градиентов значительной протяженности. Обычно глубинные разломы сопровождаются более мелкими расколами фундамента, образуя зону дробления, в которой отдельными массивами располагаются интрузивные породы как кислого, так и основного и ультраосновного состава. Над такой зоной разломов, кроме серии линейных протяженных аномалий различной интенсивности, наблюдаются интенсивные местные аномалии силы тяжести и магнитного поля.

5. Петрографические и литологические различия комплексов пород проявляются в гравитационном и магнитном полях Урала и Зауралья следующим образом. Основные и ультраосновные породы выделяются на фоне эффузивно-осадочного и осадочного комплекса интенсивными положительными гравитационными и магнитными

аномалиями, хотя нередко встречаются и исключения: а) такие породы, как габбро и серпентиниты, могут быть немагнитны; б) серпентиниты иногда обуславливают отрицательные гравитационные аномалии и интенсивные аномалии магнитного поля. Основные эффузивы, как правило, выделяются положительными гравитационными и магнитными аномалиями (иногда диабазы не магнитны), в то время как кислые эффузивы создают отрицательные аномалии силы тяжести и слабо отрицательные или нулевые магнитные аномалии. Кислые интрузивные породы — граниты, гранодиориты и другие, залегающие среди известняков, эффузивно-осадочных палеозойских и более древних толщ, обуславливают протяженные или изометричные интенсивные отрицательные аномалии силы тяжести в том случае, когда магнитное поле над этими интрузивами нулевое или слабо отрицательное. Если же аномальное магнитное поле положительное или слабо положительное, то это означает рост основности в гранитоиде. Осадочные породы палеозойского возраста — известняки, мраморизованные известняки, песчаники, аргиллиты, алевролиты и другие чаще всего выделяются среди эффузивных и интрузивных пород отрицательными или нулевыми гравитационными и магнитными аномалиями. В контакте с гранитоидами известняки обычно создают положительные аномалии силы тяжести.

По картам аномального магнитного поля хорошо прослеживаются серпентиниты, приуроченные к зонам глубинных разломов, протягивающихся вдоль Уральской складчатости на многие сотни километров. Обычно вдоль таких разломов наблюдаются интенсивные магнитные аномалии. Преобладают аномалии со значительными градиентами, интенсивностью  $+1000$ ,  $+5000$  гамм, иногда меньше, прерывающиеся по простиранию и совпадающие с гравитационной ступенью или узким гравитационным минимумом значительной протяженности.

6. В пределах восточного склона Урала и в Зауралье на гравиметрических картах находят отражения зоны прогибов в палеозойском фундаменте, представляющие собой зоны грабен-горстовых структур. Участки погружений заполнены пермо-триасовыми отложениями и представлены чередованием песчано-глинистых осадков с покровами эффузивов. Обычно эффузивы основного или кислого состава имеют плотность  $2,0—2,4$  г/см<sup>3</sup>, значительную пористость, трещиноватость и небольшую магнитную восприимчивость. Иногда встречаются более плотные ( $2,5$  г/см<sup>3</sup> и выше) и более магнитные их разновидности, приуроченные к центральной области излияния эффузивов. Аномальное гравитационное поле над такими участками восточного склона Урала и Зауралья характеризуется отрицательными или относительно пониженными значениями и гравитационными ступенями (Челябинский грабен, Тюменская впадина, Дроновский прогиб, Кушмурунская депрессия и др.). Для магнитного поля над зонами прогибания грабен-горстового типа характерны широкие, расплывчатые по форме и интенсивности аномалии. На границах опускания и зон разломов наблюдаются узкие линейные аномалии значительной интенсивности.

7. Для обнаженной западной окраины Казахской складчатой страны характерны линейные гравитационные и магнитные аномалии обоих знаков, но менее четкие, чем на Урале и в Зауралье. Аномалии имеют меридиональные и субмеридиональные простирания, т. е. те же, что и структура Кокчетавского поднятия и Улутау.

Истолкование природы гравитационных и магнитных аномалий в Тургайском прогибе облегчалось наличием для целого ряда площадей сейсмических и электроразведочных данных. Так, например, при выделении тектонических депрессий по гравитационному и магнитному аномальным полям данные электроразведки и сейсморазведки позволяли более определенно решить вопрос об их природе.

На гравиметрических и магнитных картах депрессиям в палеозойском фундаменте соответствуют зоны минимумов, но аналогичный характер полей наблюдается, например, над нижнекарбонowymi отложениями. По данным электроразведки для депрессий, выполненных мезозойско-кайнозойскими отложениями, наблюдается погружение высокоомного горизонта, для рыхлых отложений значение удельных электрических сопротивлений составляет 3—10, иногда 15 ом·м. В некоторых случаях данных электроразведки могло быть недостаточно, так как кора выветривания палеозойских пород и низкоомные толщи осадочных отложений палеозойского возраста иногда имеют такие же сопротивления.

По данным сейсморазведки на участках гравитационных минимумов, соответствующих депрессии, наблюдается погружение опорного горизонта с относительно высоким значением граничных скоростей (3,6—6,0 км/сек). Сами же мезозойские отложения, выполняющие депрессию, выделяются в виде слоя со скоростной характеристикой 1,6—2,8 км/сек. Интерпретация сейсмических данных осложнялась при наличии в толще осадков мезо-кайнозоя покровов молодых эффузивов.

## § 5. ПОИСКИ И РАЗВЕДКА НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ СТРУКТУР

Наиболее широко применяется гравиметровая 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 сопровождаются значительными разностями плотностей. Эти структуры характеризуются значительными аномалиями силы тяжести, достигающими порой десятков миллигал. Поэтому даже при гравиметровых съемках сравнительно низкой точности такие структуры уверенно выделяются на гравиметрической карте. В некоторых случаях нефтегазоносные структуры выражаются незначительными аномалиями. Тогда их выявление на гравиметрической карте оказывается более сложным. В таких случаях часто помогает снятие регионального фона и выделение локальных аномалий, вызванных в основном исследуемой структурой.

Рассмотрим примеры некоторых нефтегазоносных структур, часто исследуемых методом гравиметрической разведки.

Одним из таких типов структур являются соляные купола. Это интрузии каменной соли, прорвавшей слои вышезалегающих пород и частично поднявшей их. На крыльях соляных куполов часто имеются коллекторы нефти или газа. Такой шток соли, залегающий порой на незначительных глубинах, иногда даже с выходом на дневную поверхность, имеет значительные размеры по протяженности от сотен метров до десятков километров в поперечнике. Плотность каменной соли ( $2,0 \text{ г/см}^3$ ) обычно меньше плотности вмещающих пород ( $2,2—2,4 \text{ г/см}^3$ ). Поэтому над соляным куполом имеет место гравитационный минимум от нескольких миллигал до нескольких десятков миллигал. Такие гравитационные минимумы, достигающие  $20—30 \text{ мгл}$ , встречаются в Прикаспийской низменности, Западной Германии и Румынии. Часто штоки каменной соли бывают покрыты гипсо-ангидритовой шапкой. Тогда общий минимум аномалий силы тяжести сопровождается осложняющим его центральным максимумом. Такие структуры известны на северо-востоке СССР в Нордвик-Хатангском районе, а также в Америке в Мексиканском заливе.

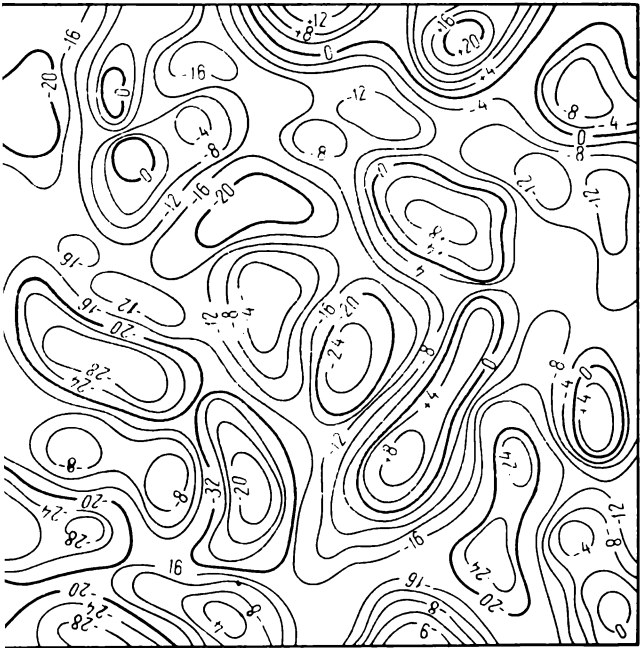
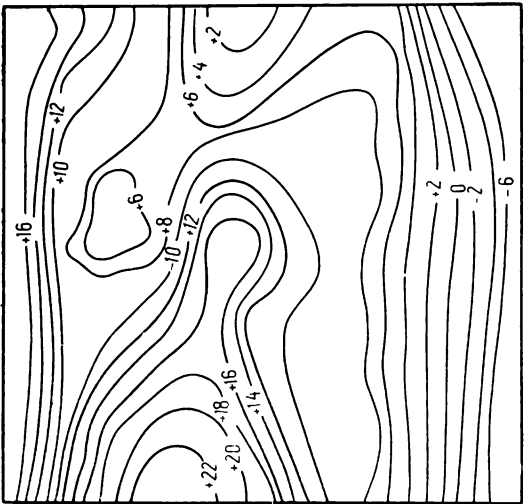
Порой соляной купол покрыт плотными брекчиевидными породами, вынесенными из глубинных слоев земной коры в период подъема каменной соли. Брекчия как бы обволакивает весь купол и создает на фоне общего минимума локальный кольцевой максимум. Такие соляные штоки встречаются в Днепровско-Донецкой впадине. Обнаружение соляных куполов возможно на региональной гравиметрической карте. На рис. 93, а приведена гравиметрическая карта, характерная для района солянокупольной тектоники, а на рис. 93, б — для платформенной области средней аномальности.

Последующая детализация, т. е. выполнение подробной съемки с расстоянием между пунктами, равным  $100—500 \text{ м}$ , позволяет оконтурить соляной купол.

При разведке соляных куполов весьма эффективна вариометрическая съемка. На карте горизонтальных градиентов потенциала силы тяжести над соляным куполом векторы направлены от купола, что указывает на минимум силы тяжести. На границе купола векторы имеют наибольшую величину.

Над соляными штоками Днепровско-Донецкой впадины картина сложнее (рис. 94). Зона брекчии, обволакивающая шток, создает на фоне общего минимума кольцевой максимум, который на карте векторов отображается кольцевой зоной больших градиентов. Линия, соединяющая максимальный градиент, в первом приближении соответствует границе штока.

Другим типом структур, часто сопровождающихся нефтегазоносными залежами и сравнительно легко обнаруживаемых гравиметрической разведкой, являются антиклинальные складки. Эти структуры представляют собой сводовые поднятия пластов (рис. 95), порой с довольно крутым, а часто с очень пологим падением крыльев.



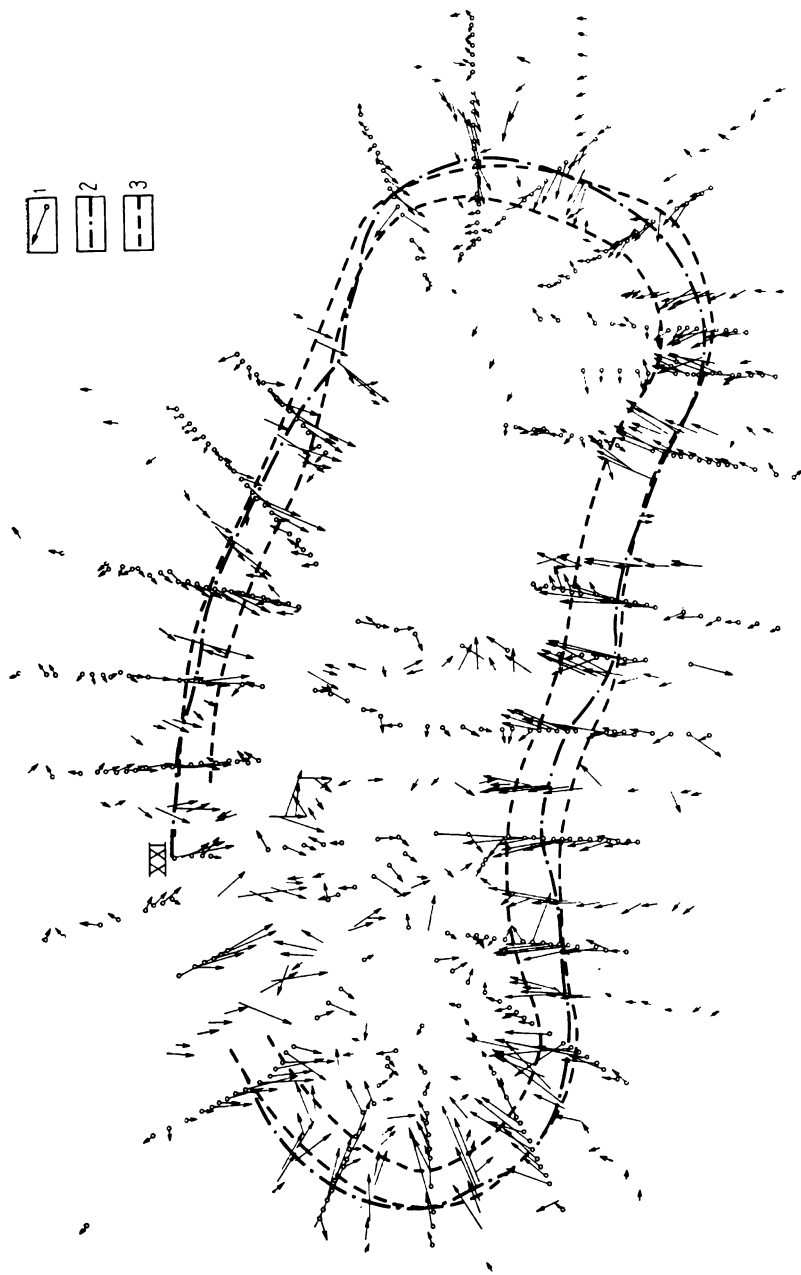


Рис. 94. Расположение векторов-градиентов над соляным куполом.

1 — вектор-градиент силы тяжести; 2 — линия максимальных градиентов силы тяжести; 3 — зона брассини.

К сводовой части такой структуры, если она не разбита сбросами, флексурами или другими осложнениями, часто приурочиваются залежи нефти и газа. В осложненных антиклинальных складках залежь может оказаться и на ее крыльях. Типичными для антиклинальных складок являются максимумы силы тяжести. Это и понятно, ибо такая структура представляет собой поднятие, а значит приближение более плотных пород к поверхности. Однако в природе не всегда встречаются такие классические случаи. Часто наблюдаются антиклинальные складки, сопровождающиеся минимумами силы тяжести. Это может быть, например, в случае утонения и порой выклинивания

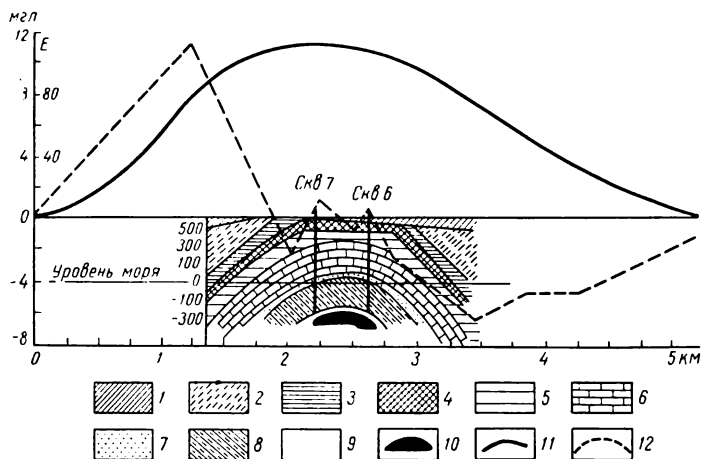


Рис. 95. Гравитационная аномалия над антиклинальной складкой.

Олигоцен: 1 — песчанистая толща, 2 — глинистая толща, 3 — зеленые глины ферганского яруса, 4 — горизонт, 5 — зеленые глины сузакского горизонта; палеоцен: 6 — известняки; севон: 7 — песчаники, 8, 10 — глины, 9 — песчано-глинистая толща, 11 — аномалия  $\Delta g$ ; 12 — градиент силы тяжести.

в сводовой части слоев более плотных пород, а также увеличения раздробленности и трещиноватости пород или фациального уменьшения плотности. В качестве таких структур можно назвать антиклинальные складки Апшеронского полуострова, сопровождающиеся часто слабыми минимумами силы тяжести, антиклинальные структуры Западного Предкавказья и Прикарпатского прогиба.

Другой причиной наличия минимума силы тяжести над антиклинальным поднятием может служить перевернутая последовательность распределения плотностей, когда более плотные породы залегают на пластах меньшей плотности. Такие случаи известны в предгорной зоне Ферганской депрессии, в Калифорнии и некоторых других местах. Очевидно, что если антиклинальное поднятие может сопровождаться как максимумами, так и минимумами силы тяжести, возможны и такие поднятия, которые вообще не находят отражения на гравиметрической карте. Все это осложняет поиски таких структур.

тур и установление их соответствия наблюдаемой гравитационной картине. Тем не менее дополнение гравиметрических данных геологической изученностью района, а порой данными других методов разведки дает возможность широкого применения гравиметрической разведки и в этих случаях.

За последние годы гравиметрический метод в комплексе с другими методами начал применяться и при исследовании рифовых массивов, с которыми часто связаны месторождения нефти и газа. Рифы представляют собой известковые образования в виде гребней или отдельных выступов или уступов, возникших как фациальные обособления в результате регрессий и трансгрессий моря, и изменений условий осадконакопления. Рифовые образования обычно проявляются в сложной геологической обстановке при условии, что иные факторы имеют превосходящее гравитационное проявление. Поэтому обнаружить на гравиметрической карте рифовые массивы не так просто. Оно почти всегда связано с выделением незначительных локальных аномалий, проявляющихся на фоне более или менее сложной региональной гравитационной картины. Тем не менее изучение рифовых массивов по сопровождающему их гравитационному полю весьма перспективно. Однако следует иметь в виду, что для этого требуется высокая точность гравиметрических измерений, поскольку аномалии, вызываемые такими структурами, малы. Гравиметрическая разведка рифовых массивов может комплексироваться с сейсморазведочными и буровыми работами.

Примером области с рифовыми образованиями может служить, например, южная часть Приуральского прогиба, где за последнее время открыт ряд рифовых нефтяных месторождений.

В Предуральском прогибе обычно над рифовыми массивами наблюдаются поднятия кунгура, сопровождающиеся слабыми локальными максимумами. Следовательно, при поисках перспективных структур такого рода важно выделить из общего гравитационного поля слабые локальные максимумы. Рифовые месторождения известны также в ряде районов США.

Значительная часть нефтяных и газовых месторождений обнаруживается в платформенных областях и приурочивается к куполовидным пологим поднятиям. Такие поднятия имеют малую амплитуду около десятков метров и малые углы наклона крыльев порядка нескольких градусов. Поэтому над таким поднятием в классическом случае должен иметь место очень слабый максимум силы тяжести. Такие максимумы имеют порядок 0,5—1,0 мгл.

Выявление таких слабых максимумов на фоне иных, порой более интенсивных осложнений дело очень трудное, и требуется высокая точность съемочных работ и тщательное разделение полей. Но чаще всего верхней части куполовидной структуры соответствует изменение плотностных характеристик, обусловленное либо тектоническими причинами (увеличение раздробленности и трещиноватости в процессе передвижек и поднятия пластов), либо фациально-литологическими (изменение характера осадконакопления с высотой). В этих случаях



верхней части такого слабого поднятия может соответствовать дополнительная аномалия, вызванная указанными причинами. Так, в районе Волго-Уральской провинции большинство подобных структур сопровождается уменьшением плотностей в области купола, что вызывает слабые (2—5 мгл) минимумы силы тяжести. В результате интересующие нас структуры имеют, как правило, небольшие минимумы аномалий, около 3—4 мгл. Такие минимумы при достаточно точной съемке и продуманной обработке выделяются довольно уверенно. Однако эта картина не однозначна для различных областей. Так, в южных частях той же Волго-Уральской провинции встречаются более крутые куполообразные структуры, в которых прямой эффект поднятия купола преобладает над вторичными эффектами изменения плотностей. Такие куполообразные поднятия сопровождаются слабыми, но различимыми гравитационными максимумами + (2—4) мгл.

Последнее время начали применять прямые гравиметрические методы поисков залежей нефти и газа, основанные на том, что плотность самих залежей всегда намного меньше плотности окружающих пород. Однако аномалии, вызываемые этой разностью плотностей, столь малы, а их осложнение другими факторами столь запутано, что задача таких прямых поисков пока еще до конца не решена. Для решения требуется очень высокая точность как гравиметрических, так и сопутствующих топографических измерений, а также чистоты методов выделения очень слабого сигнала на фоне сильных шумов.

## **§ 6. ПОИСКИ И РАЗВЕДКА РУДНЫХ И НЕКОТОРЫХ ДРУГИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

При разведке рудных месторождений в отличие от нефтяной структурной разведки очень часто производится поиск и разведка непосредственно самого рудного тела. В этом случае гравиметрия часто является прямым поисковым методом.

При разведке рудных месторождений и рудных тел следует иметь в виду следующие отличительные особенности: 1) мелкое залегание искомого объекта; 2) большая избыточная плотность, значительно превосходящая вмещающие породы; 3) малая протяженность залежи; 4) часто близкая к правильной форма залежи.

Все это определяет методику гравиметрической разведки таких объектов. В силу указанных причин подобные объекты вызывают, как правило, сравнительно небольшие (в несколько миллигал) локальные аномалии с большими градиентами и имеющие максимумы над самим объектом. Поэтому при поисках, а в последующем и при изучении обнаруженных объектов применяются крупномасштабные детальные гравиметрические съемки с высокой точностью измерений. Очень часто в этих случаях используется метод измерения градиентов, так что применяются вариометры или градиентометры. Наконец, часто оказывается целесообразной количественная интерпретация,

состоящая в определении глубины залегания, а также в подсчете общих запасов. В комплексе с рудной гравиметрической разведкой часто применяются магниторазведка, электроразведка и металлотрия. Гравиметрическими методами 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. Железорудное месторождение этого типа характеризуется полосами положительных гравитационных аномалий над тяжелыми железистыми кварцитами (рис. 96). Гравиметровая съемка позволяет провести в этом районе общее структурное изучение железорудного бассейна. Здесь вмещающие толщи кристаллических докембрийских сланцев имеют повышенную плотность. Они вызывают интенсивные положительные аномалии, порядка 10—20 мгл. Положительные гравитационные структуры сопровождаются положительными магнитными аномалиями в местах выхода отдельных железорудных пластов на поверхность фундамента.

После оконтуривания областей расположения железистых кварцитов детальной вариометрической съемкой с шагом по профилю 25—100 м может быть осуществлено выделение железорудных залежей, сопровождающихся

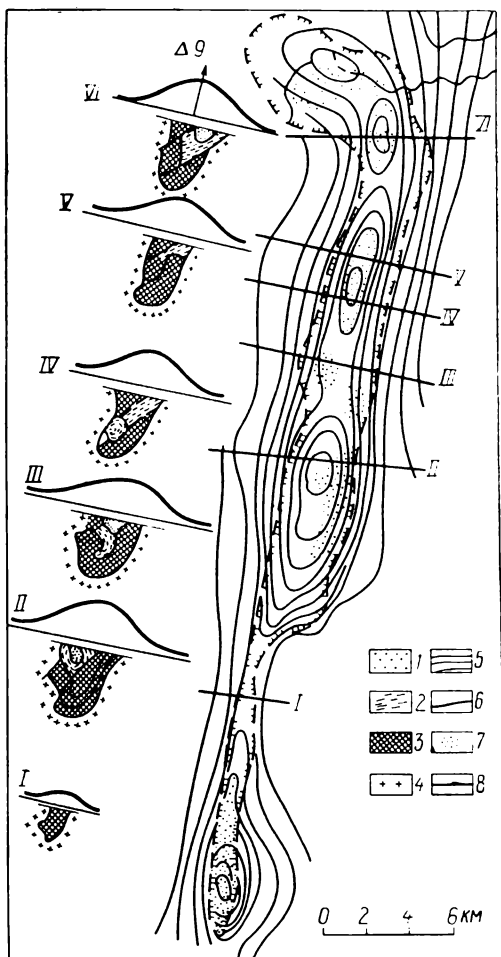


Рис. 96. Гравитационное поле над залежью железистых кварцитов.

1 — песчаники, сланцы, доломиты ( $\Delta\sigma = 3 \text{ г/см}^3$ ); 2 — верхний отдел рудной толщи ( $\Delta\sigma = 0,5 \text{ г/см}^3$ ); 3 — железистые кварциты ( $\Delta\sigma = 0,4 - 0,7 \text{ г/см}^3$ ); 4 — вмещающая гранито-гнейсовая толща; 5 — изоаномалы силы тяжести в редукции Буге, проведенные через 2 мгл; 6 — кривая аномалии силы тяжести; 7 — контур магнитной аномалии ( $Z \geq 1000$  гаусс); 8 — контуры рудного тела; I—VI — профили и разрезы по профилям.

максимумами силы тяжести. При этом возможна количественная интерпретация — расчет глубин и масс искоемых богатых железистых руд.

Еще одним объектом исследования являются хромиты, для разведки которых успешно применяется гравиметрический метод. Хромитовые месторождения приурочиваются к массивам ультраосновных пород (серпентинизированных перидотитов и дунитов). Эти массивы, имея, как правило, повышенную плотность, проявляются положительными гравитационными аномалиями, часто значительной интенсивности.

Одновременно ультраосновные породы всегда сопровождаются интенсивными магнитными аномалиями. Таким образом, весьма полезен при поисках хромитов комплекс гравитационных магнитных исследований.

Высокоточное детальное гравиметрическое изучение областей залегания массивов ультраосновных пород позволяет выделить непосредственно хромитовые рудные тела, залегающие отдельными линзами. В силу малых размеров рудных тел при незначительном залегании (единицы и десятки метров) и больших избыточных плотностей наиболее удобна вариометрическая съемка с шагом через 20—25 м, с детализацией в отдельных местах через 2—5 м. На рис. 97

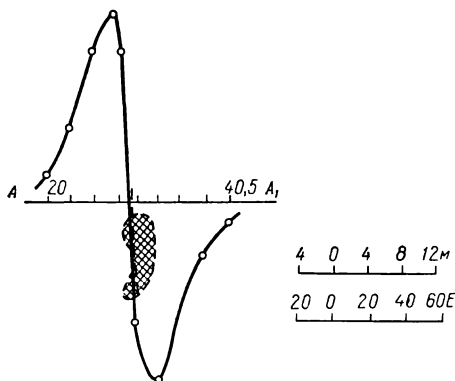


Рис. 97. Результаты съемки с гравитационным вариометром над хромитовой залежью (по Б. А. Андрееву).

виден ход кривой градиентов потенциала силы тяжести  $W_{xz}$  над хромитовым рудным телом.

На месторождениях колчеданных руд, содержащих медь и серу, также успешно применяется гравиметрическая разведка. Обычно в этом случае используется комплекс, состоящий из магнитной, электрической и гравиметрической разведки, причем первые методы применяются для предварительного выделения аномальных зон, а гравиметрическая детальная съемка позволяет выделить из этих аномалий рудные аномалии и даже произвести расчеты параметров залегания рудного тела. Гравиметрическая разведка колчеданных месторождений успешно применяется на Урале (Б. А. Андреев) и в Карелии (А. Я. Ярош и др.). Кроме рудных месторождений, гравиметрический метод также успешно используется для разведки некоторых нерудных ископаемых, например апатитов, корундов, серы, соли, углей и некоторых других полезных ископаемых.

Ранее уже описывались особенности разведки соляных куполов в связи с поисками нефтегазоносных структур. Часто соляные место-

рождения являются самоцелью поиска. Не редки случаи также обнаружения и пластовых залегающих каменных солей. Такие пластовые залежи вызывают пологие протяженные минимумы силы тяжести. Гравиразведкой удастся обнаружить такие залежи и, если в каком-либо месте известна по сейсмическим данным или бурению глубина залегания, по данным съемки рассчитать глубины залегания по всей протяженности пласта, например, методом определения глубины контактной поверхности.

Широкое применение получила гравиметрическая разведка при исследовании каменноугольных месторождений. Каменные угли имеют, как правило, протяженное пластовое залегание, причем плотности угля меньше плотности вмещающих пород. Поэтому в некоторых случаях удастся выделить пониженные значения аномалий, соответствующие непосредственно продуктивным свитам. Однако чаще при разведке угленосных бассейнов 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. Оконтурирование такой области — одна из важных

задач гравиразведки угленосного бассейна. Удастся часто по данным гравиметрии рассчитать глубины залегания угленосных пород. На рис. 98 показаны схема рельефа угленосного карбона Донбасса и кривая аномалий  $\Delta g$  и градиента силы тяжести  $W_{xz}$  (в Е).

Хорошие результаты дает гравиметрический метод при определении мощностей льда больших ледников. Здесь условия особенно благоприятны, поскольку лед, имеющий плотность  $0,8-0,9 \text{ г/см}^3$ , залегает, как правило, на массивных породах плотностью  $2,6-3,0 \text{ г/см}^3$ , так что эффективная плотность составляет  $1,7-2,2 \text{ г/см}^3$ . 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 геофизическими картами, например магнитной и сейсмической. Карта магнитных аномалий в первую очередь отображает строение и петрографию фундамента. Сопоставление с ней позволяет классифицировать по природе аномалии силы тяжести и их предположительную геологическую интерпретацию сделать более достоверной.

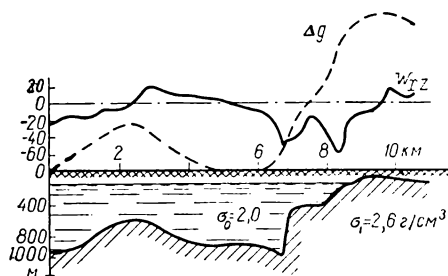


Рис. 98. Кривые аномалии силы тяжести  $\Delta g$  и градиента  $W_{xz}$  над поверхностью угленосного карбона, имеющей резко выраженный уступ (по Н.Н. Самсонову).

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. Этот метод применяется в случае, когда производится геофизическое исследование района, имеющего геологическое строение, аналогичное строению района, изученного гравиметрией ранее. Тогда по аналогии 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 применим при попытках объяснения природы аномалий больших, еще не изученных областей, например, при выделении краевых прогибов.

Повышение точности определения аномалий силы тяжести с гравиметрами до сотых долей миллигала резко расширило возможности изучения строения осадочной толщи и выделения в ней локальных структур. С каждым годом все шире проводятся такие гравиметрические съемки, детальность и точность которых позволяют строить карты изоаномал с сечением, равным десятым долям миллигала. При проведении этих работ весьма сложным оказывается снятие регионального фона, т. е. выделение локальных аномалий из наблюдаемого суммарного поля. Сейчас разработано много различных методов для снятия регионального фона. При этом в ряде районов получены хорошие результаты.

## Глава XIV

### РАЗДЕЛЕНИЕ ГРАВИТАЦИОННЫХ ПОЛЕЙ

#### § 1. ОБЩИЕ СООБРАЖЕНИЯ О КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Количественной интерпретацией гравиметрических данных обычно называется такое их истолкование, в результате которого получаются числовые характеристики исследуемых масс: глубина залегания, форма, координаты центра тяжести, граница раздела. Решение этой задачи основано на расчете гравитационных полей, создаваемых массами различной плотности и различной удаленности.

Задачу построения гравитационного поля, возбуждаемого какой-либо массой, принято называть *прямой задачей* гравитационной разведки. Эта задача однозначна, т. е. всегда имеет единственное решение и решается сравнительно просто. Однако в практике гравитационной разведки обычно приходится решать *обратную задачу*, а именно задачу нахождения элементов, характеризующих массы, вызвавшие данное аномальное поле. Такая задача получила название *обратной задачи гравитационной разведки*. Обратная задача неоднозначна, т. е. одно и то же гравитационное поле может быть создано массами различной конфигурации и различно залегающими. Для решения этой задачи не всегда можно указать точные формулы, и чаще всего приходится решать ее путем подбора и последовательных приближений. Результаты таких вычислений, их общая достоверность и точность зависят прежде всего от степени знания геологического строения района, так как практически эти задачи решаются при определенных предпосылках, основанных на имеющихся геологических данных.

Действительно, при всем разнообразии методов и приемов расчета они тем не менее сводятся к следующему. На основании имеющихся геологических данных строится гипотетический геологический профиль и вычисляется теоретический гравитационный эффект изображенных геологических структур. Вычисленная для этих структур кривая силы тяжести сравнивается с наблюдаемой и путем последовательных исправлений и дополнений геологического разреза,

наконец, достигается ее более или менее точное совпадение с наблюдаемой кривой. Можно подобрать бесконечное число вариантов геологических структур, которые могут вызвать наблюдаемую аномалию. В связи с этим расчеты, основанные на данных гравиметрии, представляют собой количественное выражение исходных геологических данных. Поэтому их точность и достоверность находятся в прямой зависимости от точности и достоверности исходных геологических данных, иными словами — от принятых при расчетах предпосылок. Несмотря на такое ограничение возможности подсчетов, в ряде случаев, особенно при решении задач детальной разведки, получаются весьма ценные сведения.

Количественная интерпретация гравиметрических данных сводится к двум операциям: 1) разделению наблюдаемого гравитационного аномального поля, обусловленного плотностной неоднородностью земной коры, на составляющие аномальные поля, каждое из которых связано с плотностной неоднородностью определенного структурного этажа; 2) к определению по суммарным или соответственно разделенным аномалиям строения возмущающих тел, т. е. размеров, конфигураций и глубины залегания. Разделение аномального гравитационного поля на составляющие состоит, как уже отмечалось, в выделении аномалий, обусловленных гравитационным эффектом плотностных неоднородностей какого-либо одного определенного структурно-литологического комплекса. Обычно наблюдаемое аномальное поле разделяют на региональное, обусловленное гравитационным эффектом глубинных масс, и локальное (остаточное), связанное прежде всего со структурными формами в осадочном чехле.

Такое разделение аномалий не может быть однозначным, и для практического решения этой задачи приходится привлекать дополнительные данные или вводить те или иные предпосылки и ограничения. Например, учитывать гравитационное влияние структурно-литологических комплексов, для которых известны мощности, плотности и структурные формы.

Наиболее эффективными и общими оказались математические приемы непосредственного разложения и трансформации наблюдаемых аномальных гравитационных полей. При всем разнообразии разработанных к настоящему времени способов все они основываются на следующем основном допущении. Предполагается, что чем глубже залегает структурно-литологический комплекс, тем более обширные по площади и пологие аномалии он вызовет. Отсюда разложение сводится к последовательному выделению и исключению сначала наиболее обширных (региональных) аномалий, потом аномалий более высоких порядков. Практически обычно ограничиваются исключением лишь одной системы глубинных аномалий, и остаточные аномалии рассматриваются как локальные, связанные со структурными формами в верхнем комплексе, так как последовательное выделение ряда систем, очевидно, слишком произвольно и сопровождается большими ошибками.

Аномальное гравитационное поле складывается под действием аномальных масс, различно расположенных во всех этажах коры, и составляющая аномалии, вызванная искомой массой, является лишь частью наблюдаемой аномалии, порой далеко не основной. Явление оказывается весьма сложным. Часто экстремумы гравитационного поля бывают сдвинуты относительно вызывающих их масс, а сам эффект может быть ослаблен или усилен пастолкой, что влияние тех или иных масс вообще теряется. Это приводит к необходимости уметь выделить непосредственно интересующее нас влияние из всего сложного спектра влияний остальных аномальных масс. Очевидно, такая задача не может быть решена однозначно. Ее определенности немало способствует применение других методов геофизической разведки, особенно магнитометрии и сейсмометрии.

## § 2. СНИЯТИЕ РЕГИОНАЛЬНОГО ФОНА МЕТОДОМ ОСРЕДНЕНИЯ АНОМАЛИЙ ПО КАРТЕ

Обычно разделение гравитационных полей состоит в следующем: 1) в снятии регионального фона, имеющего общий характер для значительных областей и создаваемого глубоко залегающими крупными структурами; 2) в выделении локальных аномалий, имеющих небольшую протяженность и вызываемых местными неоднородностями. На фоне больших аномалий, охватывающих обширные области, мелкие местные аномалии, естественно, теряются и далеко не всегда на первичной гравиметрической карте, построенной по наблюдаемому аномальному полю, удастся четко увидеть локальные аномалии. Тем более трудно установить соответствие этих аномалий вызывающим их структурам или выполнить по ним какие-нибудь расчеты.

Если бы удалось каким-нибудь способом вычислить региональный аномальный фон, создаваемый удаленными большими структурами, то, вычитая его из наблюдаемого аномального поля, мы получили бы остаточные аномалии, вызываемые интересующими нас локальными структурами. К сожалению, мы не знаем структур, создающих региональный фон. Для вычисления регионального фона пользуемся тем обстоятельством, что при осреднении наблюдаемых аномалий исчезают постепенно все локальные влияния и остается лишь поле, вызываемое большими структурами.

Метод состоит в следующем: для каждой точки, где определена аномалия  $\Delta g$ , образуется среднее значение аномалии  $\Delta g_{\text{ср}}$  по некоторой площади. Практически на карту накладывается палетка, разделенная на секторы. Центр ее совмещается с гравиметрическим пунктом. Для всех секторов палетки (или, что то же самое, карты) снимаются с карты средние значения аномалий и из них образуется общее среднее, которое приписывается в качестве  $\Delta g_{\text{ср}}$  средней точке. Вычитая это среднее из наблюдаемого значения, получим остаточную аномалию, вызванную в основном локальными аномалиями плотностей,

$$\Delta g_{\text{н}} - \Delta g_{\text{ср}} = \Delta g_{\text{л}}. \quad (\text{XIV.1})$$



Сказанное можно проиллюстрировать на рис. 99. Кривая  $ab$  представляет собой кривую аномалий силы тяжести, являющихся результатом суммарных влияний региональных и локальных нарушений плотности. Первые характеризуются аномалией  $\Delta g_{\text{ср}}$ , которую в нашем примере считаем постоянной, вторые — аномалией  $\Delta g_{\text{л}}$ . Очевидно, что

$$\Delta g_{\text{л}} = \Delta g_{\text{н}} - \Delta g_{\text{р}}.$$

Если мы не знаем  $\Delta g_{\text{р}}$  и вместо него возьмем среднее значение  $\Delta g_{\text{ср}}$  в точках  $x_1, x_2, \dots$  на площади (в плоском случае на отрезке прямой), окружающей исследуемую точку, то это  $\Delta g_{\text{ср}}$ , обозначенное на рис. 99 пунктирной линией, будет близко к  $\Delta g_{\text{р}}$ :

$$\Delta g_{\text{ср}} \approx \Delta g_{\text{р}}.$$

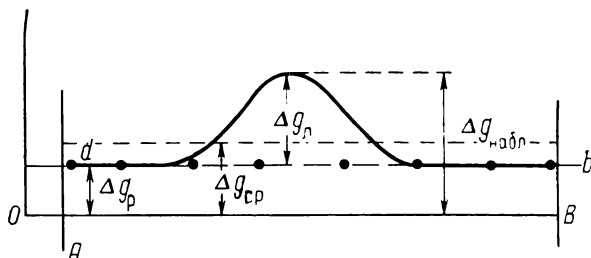


Рис. 99. Схема разделения локальных и региональных аномалий.

Эта близость определится площадью осреднения. В нашем простейшем случае изолированной аномалии точное равенство наступает, когда площадь (или прямая) бесконечна. Для реального поля большая площадь осреднения захватит другие аномалии, чем будет сглажено их влияние. Осреднение будет слишком общим.

Границы осреднения будут зависеть также от глубины аномального тела. Очевидно, чем глубже оно расположено, тем более размытой будет локальная аномалия и тем шире должны быть границы осреднения. При осреднении по площади, занимаемой локальной аномалией, очевидно, что  $\Delta g_{\text{ср}}$  будет близка к  $\Delta g_{\text{н}}$  и локальная аномалия не будет выделена. В теории разделения гравитационных полей выводится зависимость между оптимальной площадью осреднения и глубиной залегания различных тел. Эта зависимость может быть дана в аналитической форме для простейших геометрических тел. Если данная локальная аномалия вызывается шаровым телом, залегающим на глубине  $z$ , то осредненная по площади  $S$  аномалия будет соответствовать влиянию плоского диска той же массы, распространенного на площадь осреднения на глубине  $z$  (рис. 100). За меру осреднения и, что то же самое, за меру точности выделения локальных аномалий можно принять отношение

$$\frac{\Delta g_{\text{ср}} - \Delta g_{\text{р}}}{\Delta g_{\text{н}}} = \varepsilon. \quad (\text{XIV.2})$$

Для шара (или материальной точки)

$$\Delta g_n = -f \frac{M}{z^2}.$$

Для диска радиусом  $R$ , расположенного на глубине  $z$ , в который трансформируется масса при осреднении,

$$\Delta g_{cp} - \Delta g_p = -2f \frac{M}{R^2} \left( \frac{z}{\sqrt{z^2 + R^2}} - 1 \right),$$

тогда

$$\varepsilon = 2 \frac{fM}{R^2} \left( \frac{z}{\sqrt{z^2 + R^2}} - 1 \right) : \frac{fM}{z^2} = \frac{2z^2}{R^2} \left( \frac{1}{\sqrt{1 + \frac{R^2}{z^2}}} - 1 \right) \quad (\text{XIV.3})$$

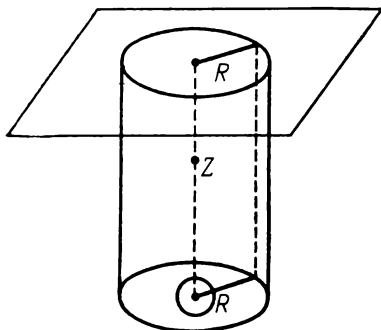


Рис. 100. Пояснения к формулам (XIV.2) и (XIV.3) при выделении локальных полей осреднением.

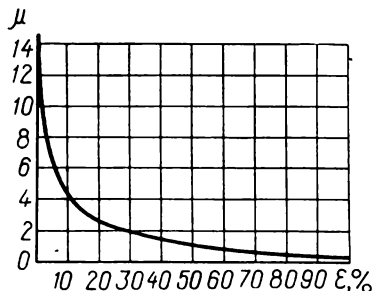


Рис. 101. График для определения радиуса круговой палетки  $R = z\mu$  ( $\varepsilon$ ) по заданной глубине  $z$  залегания центра шарового возмущающего тела и по величине меры осреднения  $\varepsilon$  над центром массы.

или, обозначая  $\frac{R}{z} = \mu$ , получим

$$\varepsilon = 2 \frac{1}{\mu^2} \left( \frac{1}{\sqrt{1 + \mu^2}} - 1 \right).$$

Задавая желаемую меру точности определения локальных аномалий, получим радиус осреднения  $R$  при известной глубине залегания  $z$ . Например, если мы хотим, чтобы выделенная локальная аномалия составляла 90% от истинной (т. е. точность осреднения составляла 10%), надо положить

$$\varepsilon = \frac{\Delta g_{cp} - \Delta g_p}{\Delta g_n} = 0,1.$$

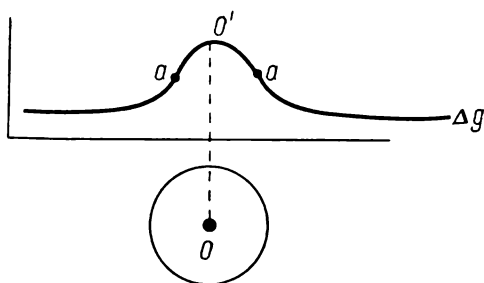
На рис. 101 представлена зависимость (XIV.3). При выборе площади осреднения надо знать возможную глубину залегания искомых масс, и, исходя из этого, принимать радиус палетки. Очевидно, что наиболее четкая картина локального поля получится при правильно

принятом радиусе осреднения. Отсюда появляется возможность решения обратной задачи, а именно по характеру поля при разных радиусах осреднения найти глубину залегания искомых масс. Осреднение возможно не только по круговым областям. В случае явной направленности простираения аномалий можно пользоваться эллиптической палеткой. Однако в этом случае выражение для меры осреднения  $\varepsilon$  усложняется.

### § 3. РАЗДЕЛЕНИЕ ГРАВИТАЦИОННЫХ ПОЛЕЙ МЕТОДОМ ОСРЕДНЕННЫХ ГРАДИЕНТОВ

Метод предложен Саксовым и Нигардом. Он состоит в образовании осредненных градиентов, которые приписываются исследуемой точке. В этом случае суммарная аномалия (регионального и локального полей) в точке заменяется средним градиентом локального поля. Средний градиент авторы метода назвали остаточной аномалией, обозначая его через

$$F(g) = \frac{\Delta g_{\text{ср}}(r_1) - \Delta g_{\text{ср}}(r_2)}{r_2 - r_1}, \quad (\text{XIV.4})$$



где  $r_1$  и  $r_2$  — радиусы окружностей, по которым ведется осреднение аномалий, а  $\Delta g_{\text{ср}}(r_1)$  и  $\Delta g_{\text{ср}}(r_2)$  — осредненные аномалии по окружностям радиуса  $r_1$  и  $r_2$

$$\Delta g_{\text{ср}}(r) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} g(r\theta) d\theta. \quad (\text{XIV.5})$$

Рис. 102. Ход кривой  $\Delta g$  над шаром.

Практически  $\Delta g_{\text{ср}}(r)$  получается как среднее из восьми значений  $\Delta g$ , снятых с карты аномалий для точек, равномерно расположенных на окружности радиуса  $r$ :

$$\Delta g_{\text{ср}}(r) = \frac{\Delta g_1 + \Delta g_2 + \dots + \Delta g_8}{8}.$$

Выбор радиусов кругов осреднения зависит от формы и глубины залегания тела, образующего локальные аномалии. Существенно выбрать внешний радиус. Другой радиус выгодно иметь близким к первому, если надежно известна глубина. Полосу  $r_1 - r_2$  следует расширять при неточном знании глубины залегания. Покажем сказанное на наглядном примере.

Рассмотрим плоскую задачу для шарообразной возмущающей массы (рис. 102). Наибольший горизонтальный градиент аномалия,

возбужденная такой массой, будет иметь на своих крыльях в точках  $aa$ . Функция

$$F(\Delta g) = \frac{\Delta g_{\text{ср}}(r_1) - \Delta g_{\text{ср}}(r_2)}{r_1 - r_2} \quad (\text{XIV.6})$$

или в пределе  $\frac{\partial(\Delta g)}{\partial r}$  при  $r_1 \rightarrow r_2$  достигнет в этих точках своего максимума, т. е. ее производная обратится в нуль,  $\frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial r^2} = 0$ .

Это условие дает возможность найти зависимость наивыгоднейшего радиуса круга осреднения от глубины залегания. Эта зависимость может быть найдена в аналитической форме для тел, имеющих простую геометрическую конфигурацию. Для шара получается простая зависимость

$$z = 2r. \quad (\text{XIV.7})$$

Очевидно, что если радиус взять слишком малым, уместающимся в области максимума локальной аномалии, или слишком большим, выходящим за ее область, функция  $g(r)$  будет равна нулю или будет зависеть от других локальных и региональных аномалий. В качестве примера удачного применения разделения полей этим методом при съемке с целью поисков локальных структур в осадочной толще можно привести результаты гравиметровой съемки на одном из участков Северного Кавказа.

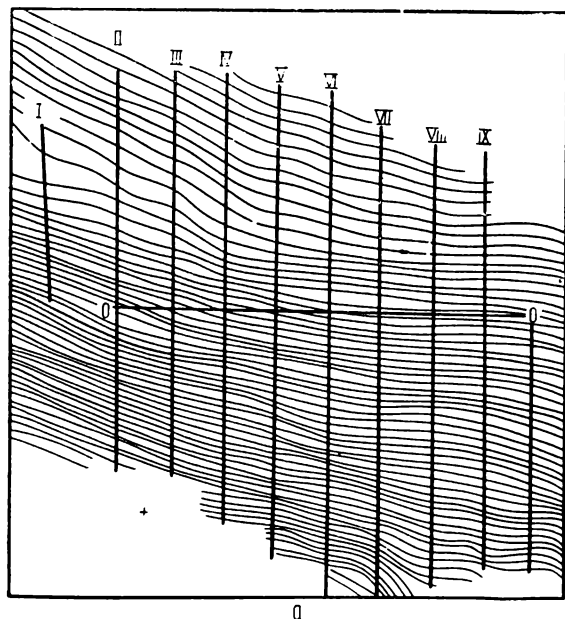
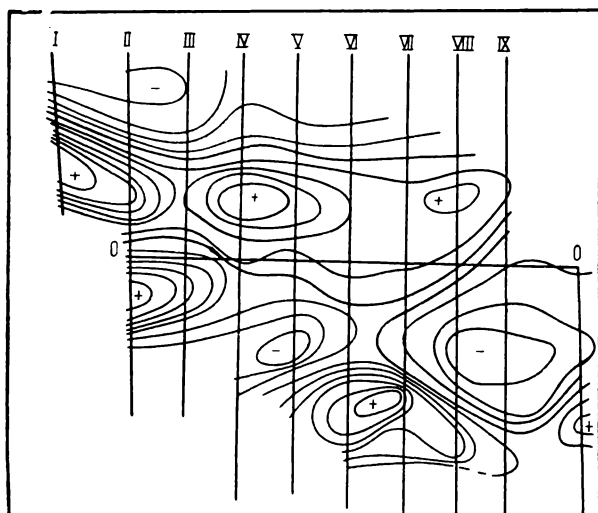
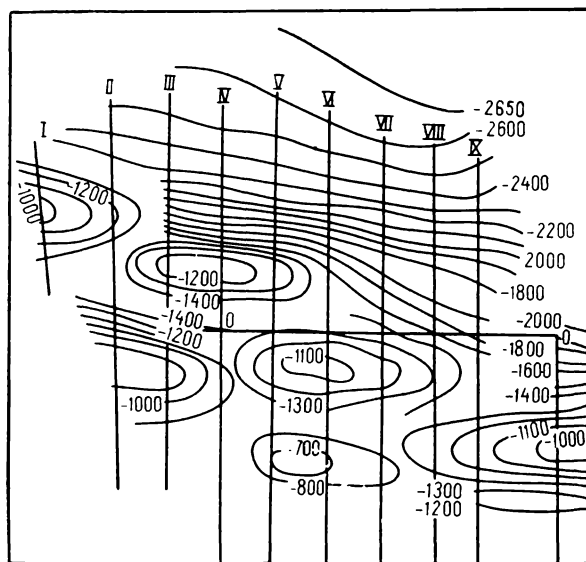


Рис. 103а



*a*



*b*

Рис. 103. Гравитационные аномалии над структурами в осадочной толще (по Н. Б. Сажинной).

*a* — наблюдаемые аномалии  $\Delta g$  в редукции Буге; *b* — локальные (остаточные) аномалии силы тяжести после снятия регионального фона на том же участке; *в* — схематическая структурная карта по данным сейсморазведки того же участка. Сечение изоаномал на карте наблюдаемых аномалий 0,5 мгл.

Гравиметровая съемка здесь проводилась с целью выявления аномалий силы тяжести, обусловленных структурами в нижнетретичных и меловых отложениях. Плотностная характеристика разреза благоприятна для применения гравиметрии. Плотность возрастает с глубиной, а именно плотность неогеновых отложений 2,1—2,2, палеогеновых 2,3—2,4, меловых 2,4—2,6 и, наконец, палеозоя 2,75—2,8 г/см<sup>3</sup>. Согласно произведенным подсчетам гравитационный эффект, создаваемый локальными структурами, весьма мал и равен 0,8—1,3 мгл, поэтому съемка производилась с предельной тщательностью и носила опытно-методический характер. Для более успешного решения методических вопросов большая часть съемки была выполнена в районе, где ранее были проведены сейсмические работы и по их данным была построена структурная карта. Густота гравиметрической съемки — восемь пунктов на 1 км<sup>2</sup>, полученная точность —  $\pm 0,08$  мгл. В результате проведенных работ построена карта изоаномал силы тяжести с редукцией Буге с сечением 0,5 мгл (рис. 103, а). На этой карте локальные аномалии затушевываются интенсивным региональным фоном. Значение изоаномал убывает к северу от +17 до -11 мгл. Для этой съемки было осуществлено снятие регионального фона по методу Саксова и Нигарда. Функция

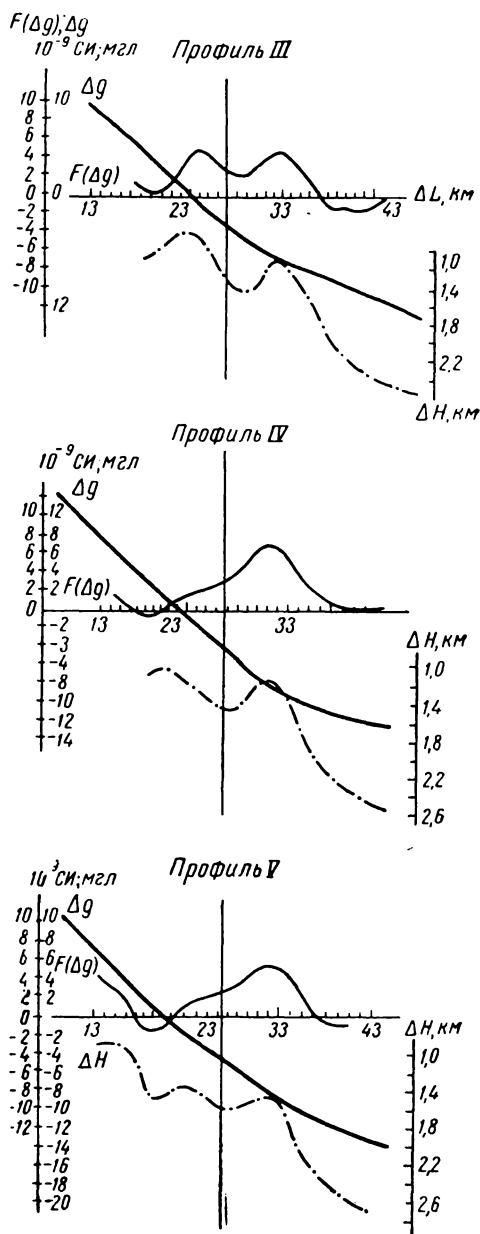


Рис. 104. Кривые аномалий  $\Delta g$  и остаточных аномалий  $F(\Delta g)$  по трем профилям над областью, представленной на рис. 103.  $\Delta H$  — опорный сейсмический горизонт.

(XIV.6) вычислена при значениях  $r_1 = 1500$  м и  $r_2 = 500$  м. В результате было составлено несколько вариантов карт остаточных аномалий. Один из них приведен на рис. 103, б. На этой карте изолинии остаточных аномалий приведены через 1 мгл.

Карты остаточных аномалий свидетельствуют о наличии в рассматриваемом районе ряда локальных аномалий, они хорошо согласуются со структурной сейсмической картой (рис. 103, в) и с тектонической картой, построенной по данным бурения. Для наглядности на рис. 104 приведены кривые аномалии силы тяжести в редукции Буге, кривые аномальных градиентов  $F$  ( $\Delta g$ ) и изменения глубины сейсмического опорного горизонта  $\Delta H$ .

Из сопоставления карт и кривых по профилям следует, что часть локальных аномалий хорошо согласуется со структурами, выявленными сейсморазведкой. В некоторых случаях наблюдается смещение аномалий по отношению к структурам. При этом поднятия опорного сейсмического горизонта отвечают минимумы силы тяжести, что находится в противоречии с плотностным разрезом. Объяснение такого несоответствия следует искать в тектонических процессах, в генезисе структур. Аналогичные соотношения наблюдались уже не раз в других районах, в частности, они имеют место в Азербайджане. Не исключена возможность, что это соотношение связано с диапировой тектоникой, захватившей глубокие горизонты третичных отложений.

#### **§ 4. ВЫДЕЛЕНИЕ ЛОКАЛЬНЫХ АНОМАЛИЙ МЕТОДОМ ПЕРЕСЧЕТА АНОМАЛИЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ В ЗНАЧЕНИЯ ВТОРЫХ ПРОИЗВОДНЫХ ПОТЕНЦИАЛА ПО ВЫСОТЕ**

В некоторых случаях, особенно для небольших, но близко расположенных аномальных масс, вызывающих малые аномалии силы тяжести, метод разделения гравитационных полей путем выделения регионального фона посредством осреднения аномалий тем или иным способом или пересчета аномалий на другой уровень может оказаться недостаточно чувствительным. Вблизи таких возмущающих масс могут наблюдаться значительные градиенты силы тяжести. В подобных случаях более эффективным оказывается метод трансформации поля в поле градиентов силы тяжести. В практике гравиразведочных работ нашел довольно широкое применение метод выделения локальных аномалий путем пересчета гравитационного поля аномалий силы тяжести  $\Delta g$  в поле вертикального градиента силы тяжести

$$W_{zz} = \frac{\partial g}{\partial z}.$$

С увеличением расстояния от аномальной массы вторые производные потенциала силы тяжести убывают быстрее, чем аномалии  $\Delta g$ . На сравнительно небольших расстояниях, например на расстоянии, по плоскости равно глубине залегания, возмущающее действие аномального тела не проявляется в градиентах силы тяжести. Однако

именно поэтому вблизи возмущающих масс градиенты велики даже при очень малых аномалиях. Это приводит к тому, что поле градиентов аномалий силы тяжести имеет большую разрешающую способность, чем поле самих аномалий. Часто поле вертикальных градиентов получают пересчетом карты гравитационных аномалий. Для этого пересчета используется соотношение, дающее значение потенциала  $W$  во внешнем полупространстве по значениям его первой вертикальной производной на бесконечной плоскости (внешняя задача Неймана для плоскости)

$$W = -\frac{1}{2\pi} \int_0^\infty \int_0^{2\pi} \frac{W_z R dR d\alpha}{\sqrt{R^2 + z^2}}, \quad (\text{XIV.8})$$

где  $W_z = g$ ;  $z$  — высота точки, в которой вычисляется потенциал над плоскостью  $z = 0$ ;  $R$  — расстояния на плоскости от начала координат.

Для того чтобы получить вторую вертикальную производную, надо выражение для  $W$  дважды продифференцировать по высоте  $z$ . Первое дифференцирование дает

$$W_z = g = \frac{1}{2\pi} \int_0^\infty \int_0^{2\pi} \frac{zgR dR d\alpha}{(R^2 + z^2)^{3/2}}. \quad (\text{XIV.9})$$

Прежде чем выполнить второе дифференцирование, преобразуем выражение (XIV.9). Заметим, что

$$\frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} g d\alpha = g_{\text{ср}}(R)$$

есть среднее значение силы тяжести на круге радиуса  $R$ . Тогда

$$W_z = \int_0^\infty \frac{zg_{\text{ср}}(R) R dR}{(R^2 + z^2)^{3/2}}. \quad (\text{XIV.10})$$

Среднее значение силы тяжести  $g_{\text{ср}}$  можно заменить разностью средней аномалии по кругу радиуса  $R$  и аномалии в центре

$$g_{\text{ср}}(R) = \delta g + g_0, \quad (\text{XIV.11})$$

где

$$\delta g = \Delta g_{\text{ср}}(R) - \Delta g_0.$$

Соотношение (XIV.11) легко получается из выражения для  $\delta g$ , если в нем написать аномалии в виде разности  $g - \gamma$ ,

$$\delta g = g_{\text{ср}}(R) - \gamma_{\text{ср}}(R) - g_0 + \gamma_0,$$

где

$$\gamma_{\text{ср}}(R) = \gamma_0.$$



Вводя значение средней силы тяжести (XIV.11) в (XIV.10), получим

$$W_z = \int_0^{\infty} \frac{z (g_0 + \delta g) R dR}{(R^2 + z^2)^{3/2}}.$$

Легко убедиться, что

$$\int_0^{\infty} \frac{z g_0 R dR}{(R^2 + z^2)^{3/2}} = g_0,$$

поэтому после второго дифференцирования по  $z$

$$W_{zz} = \int_0^{\infty} \frac{(R^2 - 2z^2) R \delta g dR}{(R^2 + z^2)^{5/2}}. \quad (\text{XIV.12})$$

Этот интеграл разобьем на два:

$$W_{zz} = \int_0^{R_0} \frac{(R^2 - 2z^2) \delta g R dR}{(R^2 + z^2)^{5/2}} + \int_{R_0}^{\infty} \frac{(R^2 - 2z^2) \delta g R dR}{(R^2 + z^2)^{5/2}}.$$

В области  $0 - R_0$  будем считать  $\delta g = \delta g_0 = \text{const.}$  Тогда

$$W_{zz} = \int_0^{R_0} \frac{(R^2 - 2z^2) \delta g_0 R dR}{(R^2 + z^2)^{5/2}} + \int_{R_0}^{\infty} \frac{(R^2 - 2z^2) \delta g R dR}{(R^2 + z^2)^{5/2}}.$$

Если вести пересчет аномалий во вторые производные на плоскости, соответствующей поверхности Земли, т. е. для  $z = 0$ , то

$$W_{zz} = \int_0^{R_0} \frac{\delta g_0}{R_0^2} dR + \int_{R_0}^{\infty} \frac{\delta g}{R^2} dR.$$

При достаточно малом  $R_0$  средняя аномалия по кругу радиуса  $R_0$  равна аномалии в центре этого круга  $\delta g_0 = 0$ , а

$$W_{zz} = - \int_{R_0}^{\infty} \frac{\delta g}{R^2} dR. \quad (\text{XIV.13})$$

Для выполнения численного интегрирования интеграл (XIV.13) представим в виде суммы

$$W_{zz} = \sum_{i=1}^{i=n} \left( \frac{1}{R_i} - \frac{1}{R_{i+1}} \right) \delta g.$$

Это выражение и служит рабочей формулой для пересчета поля аномалий силы тяжести в поле вертикального градиента ее. Практически для пересчета аномалий во вторые производные строится круговая палетка. При построении палетки полагаем

$$\frac{1}{R_i} - \frac{1}{R_{i+1}} = C_i.$$

Палетка накладывается на карту, причем центр ее совмещается с точкой, для которой вычисляется вертикальная производная. Для каждого кольца палетки определяется среднее значение аномалии силы тяжести. Из него вычитается значение аномалии в центре  $\Delta g$ . Далее образованная разность  $\delta g$  умножается на соответствующее значение  $C_i$ , после чего производится суммирование по всем радиусам. Палетку можно ограничить радиусом 15—20 км. В качестве радиусов палетки можно, например, принять значения, приведенные в табл. 37.

Т а б л и ц а 37

Параметры для построения палетки

$R_i$	$C_i$	$R_i$	$C_i$	$R_i$	$C_i$	$R_i$	$C_i$
0,1	7,500	1,4	0,585	4,8	0,094	11,6	0,029
0,4	7,500	2,2	0,260	6,6	0,053	15,6	0,021
0,8	1,250	3,4	0,160	8,6	0,034		

## § 5. РАСЧЕТ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ АНОМАЛИЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

Для геологической интерпретации гравитационных аномалий, а также для некоторых задач, при решении которых требуется знание пространственного распределения гравитационных аномалий, иной раз нужно выполнить пересчет гравитационного поля на высоту  $h$  над уровнем моря. В частности, это один из способов ослабления локальных аномалий и построения регионального гравитационного поля. Эффект ослабления интенсивности поверхностных аномальных масс в этом случае основан на том, что при редуцировании на высоту расстояние до этих близких масс изменяется очень сильно, тогда как расстояние до глубинных структур, расположенных далеко от дневной поверхности, изменяется относительно мало.

Рассмотрим два метода расчета пространственного распределения аномалий силы тяжести при помощи ряда Маклорена и интеграла Пуассона.

### Пересчет аномалий на высоту при помощи ряда Маклорена (плоская задача)

Пусть аномалии силы тяжести заданы на плоскости  $xOy$ . Ось  $z$  направлена вниз. Тогда высота  $h = -z$ . Значение аномалии силы тяжести в точке с высотой  $h$  по известной аномалии в точке с  $h = 0$  может быть выражено рядом Маклорена:

$$\begin{aligned} \Delta g(x, y, -h) = \Delta g(x, y, 0) - h \left( \frac{\partial \Delta g(x, y, z)}{\partial z} \right)_{z=0} + \\ + \frac{h^2}{2} \left( \frac{\partial^2 \Delta g(x, y, z)}{\partial z^2} \right)_{z=0} + \dots \end{aligned} \quad (\text{XIV.14})$$

Для нижнего полупространства выражение аномалии на глубине соответственно будет

$$\Delta g(x, y, h) = \Delta g(x, y, 0) + h \left( \frac{\partial \Delta g(x, y, z)}{\partial z} \right)_{z=0} + \\ + \frac{h^2}{2} \left( \frac{\partial^2 \Delta g(x, y, z)}{\partial z^2} \right)_{z=0} + \dots$$

При малых высотах редуцирования можно ограничиться двумя первыми членами разложения. Первая производная аномалии по высоте  $\frac{\partial \Delta g}{\partial z}$  может быть получена расчетным путем и из наблюдений (в настоящее время разрабатываются приборы для наблюдения вертикальной производной силы тяжести). Вторая производная аномалии по высоте  $\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2}$  определяется часто расчетным путем. В этом случае трансформированные аномалии содержат ошибки исходных аномалий.

### Пересчет аномалий на высоту при помощи интеграла Пуассона (плоская задача)

Интеграл Пуассона определяет функцию в любой точке пространства, ограниченного сферой или бесконечной плоскостью, при условии ее задания на этой сфере или плоскости. При этом функция должна быть гармонической. Этому требованию удовлетворяет потенциал силы тяжести и его производные.

Для точек внешнего полупространства, т. е. части пространства, расположенной над плоскостью задания функции, интеграл Пуассона имеет вид

$$\Delta g(M) = \frac{1}{2\pi} \int_S \int \frac{h \Delta g(P) d\sigma}{r^3}, \quad (\text{XIV.15})$$

где  $\Delta g(M)$  — аномалия силы тяжести в точке  $M$ , расположенной на высоте  $h$  над бесконечной плоскостью  $S$ ;  $\Delta g(P)$  — аномалия силы тяжести в текущей точке  $P$  на плоскости  $S$ ;  $r$  — расстояние между точками  $P$  и  $M$ .

Вводя цилиндрическую систему координат с началом в точке, являющейся проекцией на плоскость  $z = 0$  точки  $M$ , в которой вычисляется аномалия, формулу (XIV.15) можно представить в виде

$$\Delta g(M) = \int_0^\infty \frac{\Delta g_{\text{ср}}(r) h r dr}{(h^2 + r^2)^{3/2}}, \quad (\text{XIV.16})$$

где  $\Delta g_{\text{ср}}(r)$  — средняя аномалия по окружности радиуса  $r$ ,

$$\Delta g_{\text{ср}}(r) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \Delta g(r, \varphi) d\varphi, \quad (\text{XIV.17})$$

$\varphi$  — угол в плоскости  $xy$ , отсчитываемый от направления меридиана.

Для практического применения формула (XIV.16) приближенно представляется как сумма интегралов

$$\Delta g(M) = \frac{\Delta g_{\text{ср}}(0) + \Delta g_{\text{ср}}(l_1)}{2} \int_0^{l_1} \frac{hr \, dr}{(h^2 + r^2)^{3/2}} + \\ + \frac{\Delta g_{\text{ср}}(l_1) + \Delta g_{\text{ср}}(l_2)}{2} \int_{l_1}^{l_2} \frac{hr \, dr}{(h^2 + r^2)^{3/2}} + \dots, \quad (\text{XIV.18})$$

где  $l_1, l_2, l_3$  — радиусы окружностей, которыми делится плоскость на кольцевые зоны;  $\Delta g_{\text{ср}}(l_1), \Delta g_{\text{ср}}(l_2)$  — средние значения аномалий силы тяжести на окружностях с радиусами  $l_1, l_2$ ;  $\Delta g_{\text{ср}}(0)$  — значение аномалии в начале координат. Выполняя интегрирование, выражение (XIV.18) можно привести к виду

$$\Delta g(M) = \frac{\Delta g_{\text{ср}}(0)}{2} \left[ 1 - \frac{h}{(h^2 + l_1^2)^{1/2}} \right] + \frac{\Delta g_{\text{ср}}(l_1)}{2} \left[ 1 - \frac{1}{(h^2 + l_2^2)^{1/2}} \right] + \\ + \frac{\Delta g_{\text{ср}}(l_2)}{2} h \left[ \frac{1}{(h^2 + l_1^2)^{1/2}} - \frac{1}{(h^2 + l_3^2)^{1/2}} \right] + \dots \quad (\text{XIV.19})$$

Это рабочая формула для пересчета аномалий на высоту. Чтобы практически применить ее, задают значения радиусам  $l_1, l_2, \dots$  и высоте  $h$ , а затем вычисляют коэффициенты при  $\Delta g_{\text{ср}}(l_i)$ . Значения  $\Delta g_{\text{ср}}(l_i)$  снимаются с гравиметрической карты при помощи круговой палетки. Обычно  $l_1 = 1/2 h$ ;  $l_2 = h$ ,  $l_3 = 2h$ ;  $l_4 = 4h$ ;  $l = 8h$  и т. д.

Далее палетка накладывается на гравиметрическую карту. Ее центр совмещается с проекцией точки, в которой определяется аномалия, и по окружностям радиусов  $l$  определяется среднее значение аномалии. Затем вычисляется  $\Delta g(M)$  по формуле (XIV.19). Точность пересчета зависит от числа членов, удерживаемых в ней. Кроме того, вследствие приближенности ее можно учесть дополнительные поправки, однако введение их обычно несущественно. При пересчете аномалии на высоту достаточно ограничиться учетом области аномалий, охватывающей точку в радиусе, равном 10—15 высотам, на которую производится редуцирование. В этой области рассматривают аномалии по 5—8 радиусам.

Пересчет аномалий, заданных на горизонтальной плоскости во внутреннее полупространство, содержащее массы (т. е. вниз), осуществить значительно сложнее.

## § 6. МЕТОД АНАЛИТИЧЕСКОГО ПРОДОЛЖЕНИЯ ПОЛНОГО ВЕРТИКАЛЬНОГО ГРАДИЕНТА СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

Одним из новых методов интерпретации гравитационных аномалий, обещающих большие перспективы, является предложенный В. М. Березкиным метод продолжения полного нормированного

вертикального градиента силы тяжести. Практически он состоит в том, что строится некоторая функция  $G_{xz}^n$ , представляющая так называемый нормированный вертикальный градиент, и вычисляются значения этой функции вдоль одного и того же профиля на разных глубинах. Такая операция называется аналитическим продолжением функции в нижнее полупространство.

Главной ценностью метода аналитического продолжения является то, что он позволяет определять положение особых точек потенциала силы тяжести и его производных. Причем именно нормированный полный градиент при его продолжении обладает свойством устойчивости в отличие от других методов. В области особых точек полный нормированный градиент дает максимум.

Особые точки имеют важнейшее значение в теории аналитических функций, к которым относятся гравитационный потенциал и его производные, вне возмущающих масс. Особая точка обычно определяется как точка при приближении к которой аналитическая функция теряет свою аналитичность и разрушается. Помимо этого, особые точки обладают еще так называемым свойством многозначности или разветвления, заключающимся в том, что при продолжении вокруг них аналитическая функция после возвращения в первоначальное положение может принять другое значение по сравнению с исходным. В теории аналитических функций доказывается, что любая аналитическая функция, кроме постоянной, имеет, по крайней мере, хотя бы одну особую точку. Различают три вида особых точек: устранимую, полюс и существенно особую.

1. Устранимой особой точкой называется точка, если существует конечный предел:  $\lim f(z)$  при  $z \rightarrow z_0$ . В окрестности  $z_0$   $f(z)$  представляется рядом Тейлора.

2. Полюсом называется точка, если  $\lim f(z) \rightarrow \infty$  при  $z \rightarrow z_0$ . В окрестности  $z_0$   $f(z)$  представляется рядом Лорана с конечным числом отрицательных членов  $n$ .

3. Существенно особой точкой называется точка, если  $\lim f(z)$  при  $z \rightarrow z_0$  не существует. Вид и расположение особых точек полностью определяют все свойства аналитических функций, и, наоборот, если известна аналитическая функция, то принципиально можно определить вид и расположение особых точек этой функции.

Гравитационный потенциал и его производные, в особенности  $\Delta g_{xz}$ , в принципе имеют все виды особых точек. Однако следует отметить, что особые точки гравитационных полей возникают только при формальном продолжении полей в область возмущающих масс и через них. В действительности, с физической точки зрения, ни гравитационный потенциал, ни его производные не имеют таких точек, в которых они, например, принимали бы бесконечно большие значения. Так, если измерять  $\Delta g_{xz}$  с помощью гравиметра в центре горизонтального цилиндра или шара, то  $\Delta g_{xz}$  будет равным нулю, тогда как продолженное  $\Delta g_{xz}$  должно быть бесконечно большим.

Таким образом, говоря строго об особых точках гравитационных

полей, следует иметь в виду особые точки продолжения этих полей. Однако это обстоятельство не уменьшает той огромной роли, которую играют особые точки в практике интерпретации гравитационных данных. Дело в том, что особые точки продолженных гравитационных полей связаны определенным образом с возмущающими телами. Если продолжение осуществлять с обходом возмущающих тел или частично захватывая их, то особые точки могут находиться: 1) в вершинах многоугольников и на концах горизонтальной полосы; 2) в центре горизонтального цилиндра или шара; 3) в фокусах эллиптического цилиндра или эллипсоида; 4) на краях антиклиналей и т. д.

Иными словами, особые точки располагаются или на контуре сечения возмущающих масс (двумерная задача), или внутри возмущающих масс, поэтому нахождение особых точек позволяет решать многие задачи интерпретации.

Метод аналитического продолжения полного нормированного градиента силы тяжести представляется весьма перспективным, так как он является практически наиболее общим, т. е. не требующим особых условий.

Полный нормированный вертикальный градиент силы тяжести имеет вид

$$G_{xz}^n = \frac{G_{xz}}{\bar{G}_z} = \frac{\sqrt{W_{xz}^2(x, z) + W_{zz}^2(x, z)}}{\frac{1}{M} \sum_0^M \sqrt{W_{xz}^2(x, z) + W_{zz}^2(x, z)}}. \quad (\text{XIV.20})$$

Как видно,  $G_{xz}^n$  состоит из двух функций, поделенных одна на другую. Числитель

$$G_{xz} = \sqrt{W_{xz}^2(x, z) + W_{zz}^2(x, z)} \quad (\text{XIV.21})$$

представляет собой полный вертикальный градиент силы тяжести в точке  $(x, z)$  вертикальной плоскости, проходящей через профиль наблюдений. При расчетах берутся только положительные значения  $G_{xz}$ , т. е. рассматривается модуль  $G_{xz}$ . Знаменатель

$$\bar{G}_z = \frac{1}{M} \sum_0^M \sqrt{W_{xz}^2(x, z) + W_{zz}^2(x, z)} \quad (\text{XIV.22})$$

представляет собой среднее значение полного вертикального градиента на некотором горизонтальном уровне на глубине  $z$ , в том числе и на профиле наблюдений ( $z = 0$ ) определенной длины, и имеющим  $M$  точек наблюдений. Функция  $G_{xz}^n$  является безразмерной. Определение  $G_{xz}$  как полного вертикального градиента, очевидно, связано с тем, что он состоит из двух функций:  $W_{xz}$  — горизонтального градиента силы тяжести и  $W_{zz}$  — вертикального градиента силы тяжести. Определение  $G_{xz}^n$  как нормированного связано с делением  $G_{xz}$  на  $\bar{G}_z$ . Функции  $G_{xz}$  и  $G_{xz}^n$  в практику интерпретации гравиметрических данных введены недавно и ранее подробно нигде не рассматривались. Поэтому изучение особенностей  $G_{xz}$  и  $G_{xz}^n$  целесообразно

начать с описания характера этих функций для некоторых правильных двумерных тел.

1. Горизонтальный круговой цилиндр. Выражения  $\Delta g_{xz}$ ,  $W_{xz}$ ,  $W_{zz}$  для горизонтального цилиндра, имеющего глубину залегания центра  $z$ , имеют вид

$$\begin{aligned}\Delta g_{xz} &= 2f\lambda \frac{z}{x^2 + z^2}, \\ W_{xz} &= -4f\lambda \frac{xz}{(x^2 + z^2)^2}, \\ W_{zz} &= 2f\lambda \frac{z^2 - x^2}{(x^2 + z^2)^2},\end{aligned}$$

где  $\lambda$  — линейная плотность, равная  $\pi R^2\sigma$ ;  $R$  — радиус цилиндра;  $\sigma$  — объемная плотность.

Начало координат располагается над центром цилиндра. На основании выражений для  $W_{xz}$  и  $W_{zz}$

$$G_{xz} = \sqrt{W_{xz}^2 + W_{zz}^2} = 2f\lambda \frac{1}{x^2 + z^2}. \quad (\text{XIV.23})$$

После чего можно представить, что

$$\Delta g_{xz} = zG_{xz}. \quad (\text{XIV.24})$$

Отсюда видно, что функция  $G_{xz}$  отличается от  $\Delta g_{xz}$  только постоянным множителем, представляющим собой глубину залегания центра цилиндра. Следовательно, форма кривой  $G_{xz}$  для цилиндра будет такой же, как и форма кривой  $\Delta g_{xz}$ , что имеет определенное положительное значение при интерпретации кривых  $G_{xz}$ . Дело в том, что наиболее «простой» функцией является  $\Delta g_{xz}$ , так как одному возмущающему телу (цилиндру) или одной особой точке соответствует один экстремум  $\Delta g_{xz}$  (максимум), находящийся непосредственно над особой точкой. Функции  $W_{xz}$  и  $W_{zz}$  сложнее, потому что они имеют два и три экстремума разных знаков, что может привести к образованию сложных полей  $W_{xz}$  и  $W_{zz}$  в случае наличия ряда возмущающих тел, но в то же время в них отсутствует постоянная составляющая полей, что облегчает проведение количественных расчетов. Очевидно, функция  $G_{xz}$  будет совмещать в себе простоту функции  $\Delta g_{xz}$  и отсутствие постоянных составляющих.

2. Горизонтальная материальная полуплоскость, залегающая на глубине  $z$  и имеющая поверхностную плотность  $\mu$ . Начало координат располагается над краем полуплоскости. Выражения для составляющих гравитационного поля имеют вид

$$\begin{aligned}\Delta g_{xz} &= 2f\mu \left( \frac{\pi}{2} + \operatorname{arctg} \frac{x}{z} \right), \\ W_{xz} &= 2f\mu \frac{z}{z^2 + x^2}, \quad W_{zz} = -2f\mu \frac{x}{z^2 + x^2}.\end{aligned}$$

Откуда получаем

$$G_{xz} = 2f\mu \frac{1}{\sqrt{x^2 + z^2}}. \quad (\text{XIV.25})$$

Как видно, кривая  $G_{xz}$  имеет максимальное значение в начале координат ( $x = 0$ ). Но в данном случае кривая  $G_{xz}$  уже существенно отличается от кривой  $\Delta g_{xz}$ . Следует отметить, что поскольку особая точка гравитационного поля от материальной полуплоскости считается совпадающей с краем полуплоскости, то максимум кривой  $G_{xz}$  как раз и соответствует ей. Форма кривой  $G_{xz}$  для вертикального уступа не будет значительно отличаться от формы кривой для горизонтальной материальной полуплоскости.

3. Вертикальная материальная полуплоскость с глубиной залегания верхней кромки  $z$  и поверхностной плотностью  $\mu$ . Нижняя кромка уходит в бесконечность. Выражения для  $W_{xz}$  и  $W_{zz}$  получаются путем дифференцирования выражения  $\Delta g_{xz}$  по  $x$  и  $z$  для ограниченной сверху и снизу вертикальной материальной полосы с следующим устремлением глубины нижней кромки  $h$  к  $\infty$ :

$$\Delta g_{xz} = f\mu \ln \frac{x^2 + h^2}{x^2 + z^2}.$$

Начало координат располагается над полосой. После проведения указанных операций имеем

$$W_{xz} = -f\mu \frac{2x}{x^2 + z^2}, \quad W_{zz} = f\mu \frac{2z}{x^2 + z^2}.$$

Откуда

$$G_{xz} = 2f\mu \frac{1}{\sqrt{z^2 + x^2}}. \quad (\text{XIV.26})$$

Как видно, выражение  $G_{xz}$  для вертикальной полуплоскости полностью совпадает с выражением  $G_{xz}$  для горизонтальной полуплоскости.

Вычисление  $G_{xz}^n$  в отдельных точках пространства может производиться различными способами как по непосредственно измеренным с помощью гравитационных вариометров производным  $W_{xz}$  и  $W_{zz}$  в двумерной задаче  $W_{zz} = -W_{\Delta}$ , так и путем пересчета аномалий силы тяжести  $\Delta g(x, 0)$  в производные  $W_{xz}$ ,  $W_{zz}$ . При решении задач нефтяной геофизики второй путь является основным. Весьма удобным аппаратом вычисления  $G_{xz}^n$  является ряд Фурье. Напомним, что аномалия  $\Delta g_{xz}$ , заданная на участке  $(-L, L)$ , может быть представлена бесконечным рядом Фурье:

$$\Delta g_{xz} = \sum_0^{\infty} \left( A_n \cos \frac{\pi n}{L} x + B_n \sin \frac{\pi n}{L} x \right) e^{\frac{\pi n z}{L}}. \quad (\text{XIV.27})$$



Здесь коэффициенты (гармоники)  $A_n$ ,  $B_n$  вычисляются по формулам

$$A_n = \frac{1}{L} \int_{-L}^{+L} \Delta g(x, 0) \cos \frac{\pi n}{L} x dx,$$

$$B_n = \frac{1}{L} \int_{-L}^{+L} \Delta g(x, 0) \sin \frac{\pi n}{L} x dx,$$

где  $2L$  — длина участка интегрирования.

После ряда преобразований выражение для полного вертикального градиента принимает вид

$$G_{xz} \approx \sqrt{G_{xz_{гл}}^2 + \left[ \frac{\pi N}{L} q \theta^N e^{\frac{\pi N z}{L}} \frac{\sin \frac{\pi x}{2L}}{1 - 2p \cos \frac{\pi x}{L} + p^2} \right]}. \quad (\text{XIV.28})$$

Или, вводя обозначение

$$R_z = \frac{\pi N}{L} q \theta^N e^{\frac{\pi N z}{L}} \frac{\sin \frac{\pi x}{2L}}{1 - 2p \cos \frac{\pi x}{L} + p^2}, \quad (\text{XIV.29})$$

напишем выражение

$$G_{xz} \approx \sqrt{G_{xz_{гл}}^2 + R_z^2}, \quad (\text{XIV.30})$$

где  $G_{xz_{гл}}$  — гладкая часть полного вертикального градиента;  $R_z$  — его возмущающая составляющая,

$$G_{xz}^H \approx \sqrt{\frac{G_{xz_{гл}}^2 + R_z^2}{G_{z_{гл}}^2 + R_z^2}} \approx \sqrt{\frac{G_{xz_{гл}}^2}{G_{z_{гл}}^2 + R_z^2} + \frac{R_z^2}{G_{z_{гл}}^2 + R_z^2}}. \quad (\text{XIV.31})$$

Эта функция при приближении к особой точке будет возрастать, затем достигнет максимального значения при прохождении через нее, после чего станет убывать. Следовательно,  $G_{xz}^H$  позволяет непосредственно определять в пространстве положение особых точек гравитационных полей. В этом и заключается его основное достоинство. Проиллюстрируем сделанные соображения о характере процессов продолжения  $\Delta g_{xz}$ ,  $G_{xz}^H$ ,  $G_{xz}$  следующими теоретическими примерами. На рис. 105 приведены кривые  $\Delta g$  и  $G$  для двухмерного тела, имеющего в сечении форму антиклинали. Глубина до вершины антиклинали 1 км, до основания 1,8 км, горизонтальные размеры 3 км. Шаг пересчета кривых  $\Delta g$  и  $G$  0,25 км. Масштабы кривых с глубиной постепенно уменьшаются, так как абсолютная величина  $\Delta g$  и  $G$  возрастает. Как видно, вначале кривые  $\Delta g$  и  $G$  ведут себя довольно спокойно, повторяя по форме друг друга. Далее, в кривой  $\Delta g$ , начиная с уровней 1,5; 1,75 км, находящихся внутри тела, появляется заметная синусоида, которая затем стано-

ится преобладающей. Длина расчетного профиля  $L$  в этом примере 17 км. На рис. 105 показана средняя часть профиля длиной 12 км. На нижних уровнях четко отмечается десять периодов кривой  $\Delta g$ , тогда как всего их 2,5, поскольку число гармоник  $N = 50$ .

Кривые  $G$  после прохождения тела сильно отличаются от кривых  $\Delta g$ , становясь гладкими. Правда, на уровнях 1,5; 1,75 км около основного максимума  $G$  имеются небольшие колебания, но

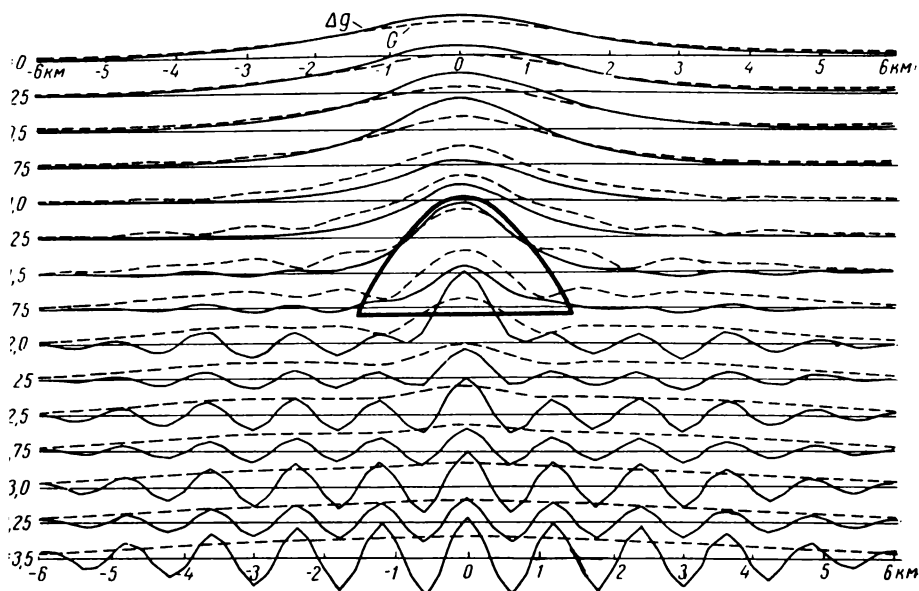


Рис. 105. Кривые  $\Delta g$  и  $G$  на разных уровнях пересчета для антиклинального тела. Контур сечения тела показан жирной линией.

последние быстро исчезают. Основной максимум  $G$  также с глубиной уменьшается.

Для решения задач нефтяной геофизики наибольший эффект метода был получен при длине гравиметрических профилей, превышающей в 8—10 раз глубину до особых точек. При этом расстояние между пунктами наблюдений должно быть 100—200 м, а точность измерений  $\pm 0.1$  мгл. Метод дал положительный эффект при детальных гравиметрических съемках с целью поисков пологих структур, и оценки их нефтегазоносности.

## *Глава XV*

### **МЕТОДЫ РЕШЕНИЯ ПРЯМОЙ И ОБРАТНОЙ ЗАДАЧ ГРАВИТАЦИОННОЙ РАЗВЕДКИ**

#### **§ 1. ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ ОДНОРОДНЫХ ТЕЛ, ИМЕЮЩИХ ПРОСТЕЙШУЮ ГЕОМЕТРИЧЕСКУЮ ФОРМУ**

При количественной интерпретации гравиметрических данных часто бывает целесообразно вначале проанализировать график наблюдаемых аномалий. Для этого необходимо знать, какие тела вызывают ту или иную гравитационную аномалию.

Нахождение гравитационного поля, возбуждаемого телами известной геометрической формы и известной плотности, называется прямой задачей гравитационной разведки. Эта задача решается однозначно, т. е. каждое заданное возмущающее тело возбуждает строго определенное гравитационное поле, и подобные тела являются причиной подобных же гравитационных аномалий. На практике редко приходится решать прямую задачу гравитационной разведки. Однако ее решение для тел различной формы необходимо при расчетах основных параметров возмущающего тела путем подбора. Этот метод основан на том, что в некоторых случаях структуру, вызвавшую рассматриваемую аномалию, можно уподобить телу правильной геометрической формы, например шару или цилиндру заданного сечения и т. п. Тогда, построив кривые распределения аномалий для тел разных размеров и разных глубин залегания и сравнив их с наблюдаемой кривой, можно сделать заключение о соответствии исследуемого тела принятым моделям, т. е. подобрать возмущающее тело в соответствии с вызываемыми им аномалиями. Больше того, можно установить основные характеристики рассматриваемого тела; массу, глубину залегания, размеры.

При расчетах предпочитают иметь дело с телами простейшей геометрической формы или симметричными относительно вертикальной оси, проходящей через центр тяжести или имеющими бесконечное

простираение и симметричными относительно плоскости, расположенной нормально простираению тела. Тогда задача сводится к плоскому случаю и вместо пространственного распределения аномалий, представляемых поверхностью, можно рассматривать аномалии в виде плоской кривой.

После того как гравитационная аномалия получена непосредственно из наблюдений или после снятия регионального фона и выделения локального поля, возникает задача определения расчетным путем основных параметров возмущающего тела. Такая задача, когда по аномалии силы тяжести ищется возбуждающее ее тело, называется обратной задачей гравитационной разведки. На практике обычно приходится решать именно обратную задачу гравитационной разведки. Обратная задача не однозначна, т. е. одно и то же гравитационное поле может быть создано массами различной конфигурации и различно залегающими. Для решения этой задачи не всегда можно указать точные формулы, и чаще всего приходится использовать метод подбора. Однако для тел правильной геометрической формы часто удается построить точные выражения, дающие такие параметры исследуемого тела, как глубина залегания, масса, плотность.

Далее рассмотрим несколько примеров распределения аномалий над телами простейшей геометрической формы и способы определения основных параметров залегания таких тел.

## § 2. ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ НАД ШАРОМ (ОБРАТНАЯ ЗАДАЧА)

Материальный шар, или сферический слой, может быть представлен в виде материальной точки, расположенной в центре шара или слоя и имеющей массу, равную всей массе шара или слоя. Эта теорема (доказывается в теории притяжения) дает возможность во всех случаях шар заменять точкой, что весьма упрощает решение задачи. Шару могут быть уподоблены многие структуры: рудные залежи, соляные купола, карстовые пустоты и др. Поэтому рассмотрим гравитационное поле, возбуждаемое шаром.

Притяжение точки с координатами  $(x, 0)$  шаром массы  $M$  с центром, залегающим на глубине  $h$  от дневной поверхности и удаленным

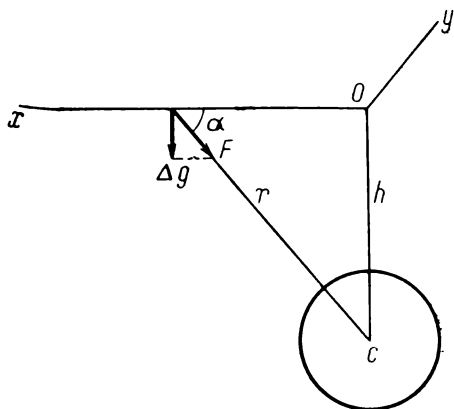


Рис. 106. Пояснение к формуле (XV.1).

на расстояние  $r$  от рассматриваемой точки (рис. 106), выражается формулой

$$F = \Delta g_r = -\frac{fM}{r^2}.$$

Вертикальную составляющую этого притяжения, которая и является аномалией  $\Delta g$ , получим, если  $F$  умножим на  $\sin \alpha = \frac{h}{r}$ ,

$$\Delta g = fM \frac{h}{r^3}. \quad (\text{XV.1})$$

Вторые горизонтальные производные потенциала  $W_{xz}$ ,  $W_{yz}$  получим от дифференцирования (XV.1) по  $x$  и  $y$ , помня, что  $r^2 = x^2 + h^2$ , а  $y = 0$  в плоскости  $xOz$ :

$$W_{xz} = -3fM \frac{hx}{r^5}, \quad (\text{XV.2})$$

$$W_{yz} = 0.$$

Вторые производные потенциала по  $x$  и  $y$  находим дифференцированием потенциала  $W = f \frac{M}{r}$  два раза по  $x$  и  $y$ :

$$W_x = -fM \frac{1}{r^2} \frac{dr}{dx} = -fM \frac{1}{r^2} \frac{x}{r},$$

$$W_{xx} = 3fM \frac{x}{r^4} \frac{dr}{dx} - fM \frac{1}{r^3} = \frac{fM}{r^5} (2x^2 - h^2), \quad (\text{XV.3})$$

$$W_{yy} = -\frac{fM}{r^3},$$

$$W_{\Delta} = -3fM \frac{x^2}{r^5}.$$

Аналогично, дифференцируя потенциал 2 раза по  $z$ , имеем:

$$W_z = -fM \frac{1}{r^2} \frac{dr}{dz} = -fM \frac{z}{r^3},$$

$$W_{zz} = 3fM \frac{z^2}{r^5} - fM \frac{1}{r^3}.$$

Заменяя  $r^2$  через  $x^2 + h^2$  и  $z$  через  $h$ , получим

$$W_{zz} = \frac{fM}{r^5} (2h^2 - x^2). \quad (\text{XV.4})$$

Ход кривых  $\Delta g$ ,  $W_{xz}$ ,  $W_{\Delta}$  показан на рис. 107, а и б.

Рассмотрим теперь, как найти основные параметры залегания тела.

В точке  $O$  над центром масс притяжение достигнет максимума. При этом  $r = h$ , так что

$$\Delta g_{\max} = \frac{fM}{h^2}. \quad (\text{XV.5})$$

Найдем также абсциссу  $x_{1/2}$ , при которой  $\Delta g$  достигает половины  $\Delta g_{\max}$ :

$$\Delta g(x_{1/2}) = fM \frac{h}{r_{1/2}^3} = \frac{1}{2} \Delta g_{\max}.$$

Заменяя  $r_{1/2}$  через  $h$  и  $x$ , находим

$$fM \frac{h}{(x_{1/2}^2 + h^2)^{3/2}} = \frac{fM}{2h^2},$$

откуда

$$(x_{1/2}^2 + h^2)^{3/2} = 2h^3,$$

$$x_{1/2} = h \sqrt{2^{2/3} - 1} = 0,766h, \quad (\text{XV.6})$$

$$h = 1,31x_{1/2}. \quad (\text{XV.7})$$

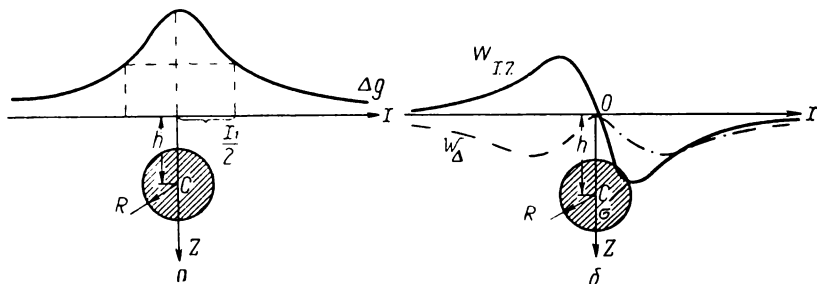


Рис. 107. Ход кривых  $\Delta g$ ,  $W_{xz}$ ,  $W_{\Delta}$  над шаром.

Таким образом, определив по графику  $\Delta g$  абсциссу, в которой  $\Delta g$  равно половине  $\Delta g_{\max}$ , найдем глубину залегания, умножая эту абсциссу на 1,31.

По формуле (XV.5) вычислим массу аномального тела

$$M = \frac{\Delta g_{\max} h^2}{f}, \quad (\text{XV.8})$$

для чего достаточно снять с графика аномалий значение  $\Delta g_{\max}$  и по (XV.7) найти  $h$ .

Если теперь известна избыточная плотность тела, то можно рассчитать его объем  $V$  и радиус  $R$  по формуле

$$M = V\sigma = \frac{4}{3} \pi R^3 \sigma, \quad (\text{XV.9})$$

а также глубину залегания верхней границы  $H = h - R$ . Для численной интерпретации следует воспользоваться горизонтальными градиентами, которые мы можем получить с вариометрами или градиентометрами:

$$W_{xz} = -3fM \frac{xh}{r^5}.$$

Кривая этой функции представлена на рис. 107, б. Она имеет максимум при отрицательных  $x$  и минимум при положительных. Над аномальным телом она проходит через точку  $O$ . Значения абсцисс, при которых функция достигает экстремумов, находим из условия  $\frac{d}{dx}(W_{xz}) = 0$ .

Производя дифференцирование, имеем

$$\begin{aligned}x_{\max} &= -\frac{h}{2}, \\x_{\min} &= +\frac{h}{2}.\end{aligned}\tag{XV.10}$$

Таким образом, снимая с графика градиентов значения  $x_{\max}$  и  $x_{\min}$ , мы получим глубину залегания  $h$ .

Массу шара вычислим по формуле (XV.2), определив по ней  $(W_{xz})_{\max}$ , для чего в (XV.2) внесем  $x_{\max}$ , тогда

$$\begin{aligned}(W_{xz})_{\max} &= 3fM \frac{h^2}{2(x^2 + h^2)^{3/2}} = 3fM \frac{h^2}{2\left(\frac{h^2}{4} + h^2\right)^{3/2}} = \\&= \frac{3}{2} fM \frac{h^2}{\left(\frac{5h^2}{4}\right)^{3/2}} = 0,858 \frac{fM}{h^3}.\end{aligned}$$

Откуда

$$M = 1,17 \frac{h^3}{f} (W_{xz})_{\max}.\tag{XV.11}$$

Аналогично для  $W_{\Delta}$  из условия минимума  $\frac{d}{dx}(W_{\Delta}) = 0$  определим

$$x_{\min} = \pm h \sqrt{\frac{2}{3}}\tag{XV.12}$$

и, внося в уравнение (XV.3) для  $W_{\Delta}$ , найдем

$$M = 1,79 \frac{h^3}{f} (W_{\Delta})_{\min}.\tag{XV.13}$$

Значит, если аномальное тело принять за шар, то по характеру наблюдаемой кривой аномалий силы тяжести или градиентов можно рассчитать его массу и глубину залегания, а в некоторых случаях и объем.

### § 3. ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ НАД ВЕРТИКАЛЬНЫМ СТЕРЖНЕМ (ОБРАТНАЯ ЗАДАЧА)

Некоторые геологические тела, например, соляные штоки малых поперечных размеров или кругового сечения, некоторые типы интрузивных тел, алмазные кимберлитовые трубки и т. п. могут быть

аппроксимированы вертикальным стержнем или вертикальным круговым цилиндром.

Рассмотрим вертикальный стержень. Пусть масса единицы длины стержня  $\lambda$ , тогда элемент массы  $dm = \lambda dz$  и притяжение стержня на точку, расположенную над ним, будет согласно (I.5):

$$\Delta g = f \int_m \frac{dm}{r^2} \frac{\bar{r}}{r} = f\lambda \int \frac{dz}{r^2} \frac{\bar{r}}{r}.$$

Чтобы определить вертикальную составляющую  $\Delta g$ , надо положить  $\bar{r} = z$ . Тогда

$$\Delta g = f\lambda \int_{z_1}^{z_2} \frac{z dz}{r^3} = f\lambda \int_{z_1}^{z_2} \frac{z dz}{(x^2 + z^2)^{3/2}},$$

где  $z_1, z_2$  — координаты верхнего и нижнего концов стержня (начало координат положено на дневной поверхности прямо над стержнем, рис. 108). Интегрируя, получим

$$\Delta g = -f\lambda \left| \frac{1}{\sqrt{x^2 + z^2}} \right|_{z_1}^{z_2} = f\lambda \left( \frac{1}{\sqrt{x^2 + z_1^2}} - \frac{1}{\sqrt{x^2 + z_2^2}} \right). \quad (\text{XV.14})$$

Если стержень имеет бесконечное или очень большое простира-  
ние в глубину

$$\Delta g = \frac{f\lambda}{\sqrt{x^2 + z_1^2}}, \quad (\text{XV.15})$$

то у корней принимаем везде знак плюс, что следует из физического смысла задачи.

Чтобы решить обратную задачу гравитационной разведки, т. е. найти основные параметры залегания тела по наблюдаемой кривой  $\Delta g$ , определим  $\Delta g_{\max}$ . При  $x = 0$

$$\Delta g_{\max} = \frac{f\lambda}{z_1}. \quad (\text{XV.16})$$

Далее найдем координату, в которой  $\Delta g$  равно половине  $\Delta g_{\max}$ :

$$\Delta g = \frac{f\lambda}{\sqrt{x_{1/2}^2 + z_1^2}} = \frac{1}{2} \Delta g_{\max} = \frac{1}{2} \frac{f\lambda}{z_1},$$

откуда

$$\sqrt{x_{1/2}^2 + z_1^2} = 2z_1, \quad (\text{XV.17})$$

$$x = \sqrt{3} z_1.$$

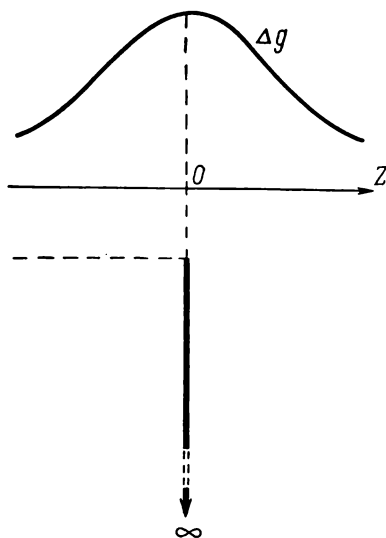


Рис. 108. Кривая  $\Delta g$  над вертикальным стержнем. Пояснения к формулам (XV.14) и (XV.15).



Из (XV.16) и (XV.17) вычисляем  $z_1$  и  $\lambda$ , т. е. глубину залегания и массу тела по известной аномалии  $\Delta g_{\max}$  и абсциссе  $x_{\frac{1}{2}}$ , в кото-

рой  $\Delta g$  равно половине максимальной величины:

$$\begin{aligned} z_1 &= \frac{x}{\sqrt{3}}, \\ \lambda &= \frac{x \Delta g_{\max}}{f \sqrt{3}}. \end{aligned} \quad (\text{XV.18})$$

При этих расчетах важно помнить, что все величины должны быть выражены в одной системе.

Притяжение вертикального кругового цилиндра на точку, расположенную на его оси, выражается формулой (II.6).

#### § 4. ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ НАД ГОРИЗОНТАЛЬНЫМ СТЕРЖНЕМ И ГОРИЗОНТАЛЬНЫМ КРУГОВЫМ ЦИЛИНДРОМ (ОБРАТНАЯ ЗАДАЧА)

Рассмотрим горизонтальный стержень, распространенный от  $-y$  до  $+y$  на глубине  $z$  параллельно оси  $y$ . В плоскости  $xz$  он вызывает такое же действие, как и круговой цилиндр (рис. 109). Опуская сложный вывод, напомним готовые формулы вертикальной составляющей притяжения и вторых производных потенциала притяжения для горизонтального стержня:

$$\begin{aligned} \Delta g &= 2f\lambda \frac{h}{x^2 + h^2} \left( \frac{y}{\sqrt{y^2 + r^2}} \right), \\ W_{xz} &= 2f\lambda \frac{xh}{(x^2 + h^2)^2} \left[ \frac{3y}{\sqrt{y^2 + r^2}} - \frac{y^3}{(y^2 + r^2)^{3/2}} \right], \\ W_{\Delta} &= 2f\lambda \frac{1}{x^2 + h^2} \left[ -\frac{3x^2 y}{\sqrt{y^2 + r^2}} + \frac{(x^2 + r^2) y^3}{(y^2 + r^2)^{3/2}} \right], \end{aligned} \quad (\text{XV.19})$$

где  $\lambda$  — масса единицы стержня или цилиндра.

Эти формулы дают соответствующие величины в плоскости  $xz$  при любом  $y$ .

Для стержня бесконечного простираения (или достаточно большого простираения, которое можно считать за бесконечное  $y = \infty$ ) формулы (XV.19) принимают более простой вид:

$$\begin{aligned} \Delta g &= 2f\lambda \frac{h}{x^2 + h^2}, \\ W_{xz} &= 4f\lambda \frac{xh}{(x^2 + h^2)^2}, \\ W_{\Delta} &= 2f\lambda \frac{h^2 - x^2}{(x^2 + h^2)^2}. \end{aligned} \quad (\text{XV.20})$$

Ошибки за счет принятия конечного стержня за бесконечный можно оценить. Эти оценки подробно приведены, например, у Б. А. Андреева. Здесь только укажем, что в том случае, когда за бесконечный стержень принято тело, имеющее простирание  $y = 2h$  и  $r/y = 0,6$ , то будет допущена ошибка вычисления аномалий  $\delta \Delta g = 15\%$ , градиентов силы тяжести  $\delta W_{xz} = 2\%$  и кривизны урвеной поверхности  $\delta W_{\Delta} = 26\%$ . Обратная задача гравитационной разведки для горизонтального цилиндра решается тем же методом, что и в предыдущих случаях. Определим максимальную аномалию над телом. При  $x = 0$  формула имеет вид

$$\Delta g_{\max} = \frac{2f\lambda}{h}. \quad (\text{XV.21})$$

Найдем абсциссу при притяжении,

равном  $1/2 \Delta g_{\max}$ :

$$\begin{aligned} \Delta g(x_{1/2}) &= 2f\lambda \frac{h}{x_{1/2}^2 + h^2} = \\ &= \frac{1}{2} \Delta g_{\max} = \frac{f\lambda}{h}, \end{aligned}$$

откуда

$$\begin{aligned} \frac{2h}{x_{1/2}^2 + h^2} &= \frac{1}{h} \quad \text{или} \quad 2h^2 = x_{1/2}^2 + h^2, \\ h &= x_{1/2}. \end{aligned} \quad (\text{XV.22})$$

Вводя полученное значение  $h$  в формулу (XV.21), найдем массу единицы протяжения цилиндра

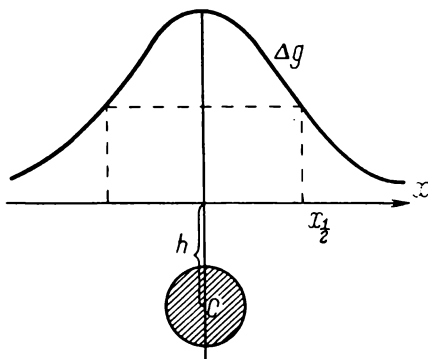


Рис. 109. Кривая  $\Delta g$  над горизонтальным бесконечным стержнем или круговым цилиндром. Пояснение к формуле (XV.19).

$$\lambda = \frac{\Delta g_{\max}}{2f} x_{1/2}. \quad (\text{XV.23})$$

Тогда масса цилиндра будет равна массе  $\lambda$ , умноженной на протяжение  $y$ ,

$$M = \lambda y = \frac{\Delta g_{\max}}{2f} x_{1/2} y.$$

Эти формулы весьма полезны при интерпретации залежей линейного простирания. Их можно применять при расчетах жилообразных рудных залежей, антиклинальных и синклинальных складок и других структур, имеющих большое простирание в одном измерении.

## § 5. ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ НАД ГОРИЗОНТАЛЬНОЙ ПОЛУПЛОСКОСТЬЮ

Горизонтальной полуплоскостью можно аппроксимировать вертикальные сбросы малой амплитуды, пластовые залежи, зоны выклинивания горизонтальных пластов (рис. 110).

Формулы для вычисления притяжения и вторых производных потенциала в этом случае имеют вид

$$\begin{aligned}\Delta g &= 2f\sigma \int_S \frac{z}{r^2} dx dz = 2f\mu h \int_x^\infty \frac{dx}{h^2 + x^2} = 2f\mu \left[ \operatorname{arctg} \frac{x}{h} \right]_x^\infty = \\ &= 2f\mu \left( \frac{\pi}{2} - \operatorname{arctg} \frac{x}{h} \right),\end{aligned}\quad (\text{XV.24})$$

$$W_{xz} = 4f\mu h \int_x^\infty \frac{x dx}{(x^2 + h^2)^2} = 2f\mu h \left[ \frac{-1}{x^2 + h^2} \right]_x^\infty = 2f\mu h \frac{1}{x^2 + h^2},$$

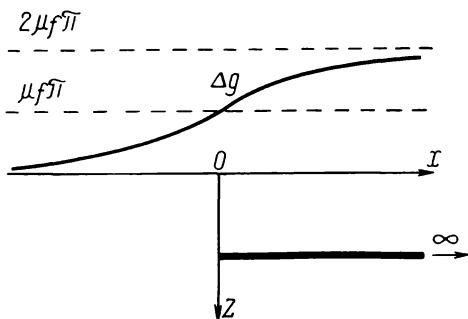


Рис. 110. Кривая  $\Delta g$  над горизонтальной полуплоскостью.

где  $\mu$  — поверхностная плотность, равная  $\mu = \sigma dz$ .

Приближенную интерпретацию кривой  $\Delta g$  проведем тем же методом, который был применен при интерпретации для ранее рассмотренных геометрических тел.

Используем значение  $\Delta g$  в точке перегиба кривой при  $x = 0$

$$\Delta g(0) = \mu f\pi, \quad \mu = \frac{\Delta g(0)}{f\pi}.$$

(XV.25)

Таким образом можно получить поверхностную плотность  $\mu$ . Чтобы найти глубину залегания, нужно определить на кривой  $\Delta g$  точку с координатой  $x = x_{1/2}$ , при которой

$$\Delta g(x_{1/2}) = \frac{1}{2} \Delta g(0),$$

$$2f\mu \left[ \frac{\pi}{2} - \operatorname{arctg} \frac{x_{1/2}}{h} \right] = \frac{f\mu\pi}{2}.$$

$$\text{Откуда } \operatorname{arctg} \frac{x_{1/2}}{h} = \frac{\pi}{4},$$

$$h = x_{1/2}. \quad (\text{XV.26})$$

Таким образом, и в этом случае можно оценить значения основных параметров изучаемой структуры.

## § 6. ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ НАД ПРЯМОУГОЛЬНЫМ ПАРАЛЛЕЛЕПИДЕДОМ

Для прямоугольного параллелепипеда приведем формулы распределения вертикальной составляющей притяжения  $\Delta g$  и вторых производных потенциала  $W_{xz}$  без вывода:

$$\Delta g = 2f\sigma \left[ a \ln \frac{r-b}{r+b} + b \ln \frac{r-a}{r+a} - 2z \operatorname{arctg} \frac{zr}{ab} \right]_{z_1}^{z_2}. \quad (\text{XV.27})$$

Здесь  $a$  и  $b$  — половина длины параллелепипеда по осям  $x$  и  $y$ ;  $r$  — длина диагонали параллелепипеда (рис. 111)

$$r = \sqrt{a^2 + b^2 + z^2}.$$

Чтобы получить формулу для вычисления  $\Delta g$ , надо в уравнение (XV.27) подставить в квадратной скобке значения  $z = z_2$  и из этой величины вычесть квадратную скобку, в которой сделана замена  $z = z_1$ .

Аналогично

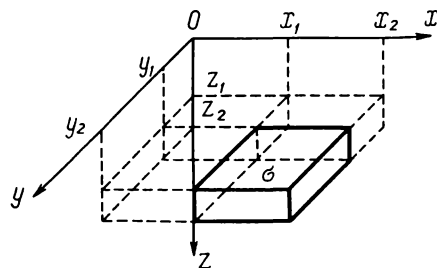


Рис. 111. Пояснения к формулам (XV.27) и (XV.28).

$$W_{xz} = f\sigma \left[ \ln \frac{\sqrt{a^2 + b^2 + z^2} - b}{\sqrt{a^2 + b^2 + z^2} + b} \right]_{z_1}^{z_2}. \quad (\text{XV.28})$$

Эти формулы позволяют подобрать глубины  $z_1$  и  $z_2$  при известном простирании  $a$  и  $b$  пласта. Существуют альбомы кривых  $\Delta g$  в зависимости от параметров залегания пласта. При помощи таких кривых легко подобрать пласт, наилучшим образом соответствующий наблюдаемой кривой  $\Delta g$  или  $W_{xz}$ .

Параллелепипедом можно аппроксимировать большое количество пластовых залежей, так что формулы (XV.27) и (XV.28) часто могут оказаться полезными при интерпретации гравиметрических данных.

## § 7. ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ НАД ВЕРТИКАЛЬНЫМ УСТУПОМ И ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛУБИНЫ ЗАЛЕГАНИЯ

Многие геологические структуры могут аппроксимироваться вертикальным уступом, как, например, часто встречающиеся в природе сбросы. Так же можно интерпретировать уступом контакты пластов различной плотности.

Формулы для притяжения и горизонтальных градиентов силы тяжести, вызываемых уступом, приводим также без вывода. Они имеют вид:

$$\Delta g = f\sigma \left[ \pi(z_2 - z_1) + 2z_2 \operatorname{arctg} \frac{x}{z_2} - 2z_1 \operatorname{arctg} \frac{x}{z_1} + x \ln \frac{x^2 + z_2^2}{x^2 + z_1^2} \right], \quad (\text{XV.29})$$

$$W_{xz} = f\sigma \ln \frac{x^2 + z_2^2}{x^2 + z_1^2}.$$

Ход кривых  $\Delta g$  и  $W_{xz}$  над уступом представлен на рис. 112.

Согласно (XV.29) при  $x = -\infty$

$$\Delta g = 0;$$

при  $x = 0$

$$\Delta g = f\sigma\pi(z_2 - z_1); \quad (\text{XV.30})$$

при  $x = +\infty$

$$\Delta g = 2f\sigma\pi(z_2 - z_1).$$

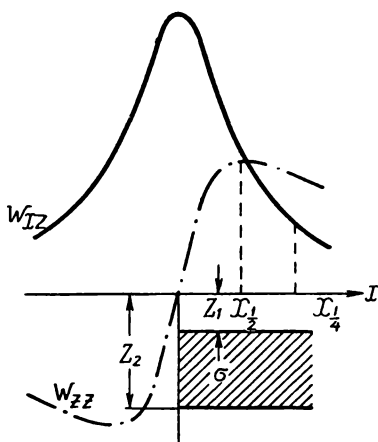


Рис. 112. Кривые  $W_{xz}$  и  $W_{zz}$  над вертикальным уступом.

Пользуясь этими соотношениями, можно определить мощность сброса ( $z_2 - z_1$ ), если задаться глубиной залегания, или, наоборот, глубину залегания  $z_1$ , если задаться мощностью ( $z_2 - z_1$ ).

Удобна для интерпретации формула для горизонтальных градиентов (XV.29). Кривая  $W_{xz}$  имеет максимум в точке  $x = 0$ :

$$(W_{xz})_{\max} = 2f\sigma \ln \frac{z_2}{z_1}. \quad (\text{XV.31})$$

Значения глубин  $z_1$  и  $z_2$  можно выразить через половину и четверть ординаты  $W_{xz}$ . Запишем эти значения:

$$W_{xz}(x_{1/2}) = \frac{1}{2} (W_{xz})_{\max} = f\sigma \ln \frac{x_{1/2}^2 + z_2^2}{x_{1/2}^2 + z_1^2} = f\sigma \ln \frac{z_2}{z_1},$$

откуда

$$\frac{z_2}{z_1} = \frac{x_{1/2}^2 + z_2^2}{x_{1/2}^2 + z_1^2} \quad \text{или} \quad z_1 z_2 = x_{1/2}^2;$$

$$W_{xz}(x_{1/4}) = \frac{1}{4} (W_{xz})_{\max} = f\sigma \ln \frac{x_{1/4}^2 + z_2^2}{x_{1/4}^2 + z_1^2} = \frac{1}{2} f\sigma \ln \frac{z_2}{z_1}, \quad (\text{XV.32})$$

откуда

$$\frac{z_2}{z_1} = \left( \frac{x_{1/4}^2 + z_2^2}{x_{1/4}^2 + z_1^2} \right)^2.$$

Выполняя алгебраические преобразования и учитывая (XV.32), получим

$$z_1 + z_2 = \frac{x_{1/4}^2 - x_{1/2}^2}{x_{1/2}}. \quad (\text{XV.33})$$

Обозначая  $z_1 + z_2 = 2m$  и пользуясь свойством суммы и произведения корней квадратного уравнения, имеем

$$\begin{aligned} z_1 &= m - \sqrt{m^2 - x_{1/4}^2}, \\ z_2 &= m + \sqrt{m^2 - x_{1/4}^2}. \end{aligned} \quad (\text{XV.34})$$

Эти формулы позволяют по наблюдаемой кривой  $W_{xz}$  над уступом определить нижнюю и верхнюю границы глубины залегания его. Подставляя значения  $z_1$  и  $z_2$  в формулу (XV.31), можно определить также и эффективную плотность уступа, т. е. избыточную плотность относительно вмещающих пород:

$$\sigma = \frac{(W_{xz})_{\max}}{2f (\ln z_2 - \ln z_1)} \quad (\text{XV.35})$$

## § 8. ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОНФИГУРАЦИИ ВОЗМУЩАЮЩЕГО ТЕЛА НЕПРАВИЛЬНОЙ ФОРМЫ МЕТОДОМ ПОДБОРА. ПРИМЕНЕНИЕ ПАЛЕТОК

В тех случаях, когда исследуемую структуру нельзя уподобить телу правильной геометрической формы, задача часто решается при помощи палеток методом последовательных приближений. Однако результаты таких вычислений, их общая достоверность и точность прежде всего зависят от степени знания геологического строения района. Практически эта задача решается на основании определенных предпосылок, основанных на имеющихся геологических данных.

Действительно, при всем многообразии методов и приемов расчета в принципе они тем не менее сводятся к следующему. На основании имеющихся геологических данных строится гипотетический геологический профиль и вычисляется теоретический гравитационный эффект изображенных геологических структур. Вычисленная для этих структур кривая силы тяжести сравнивается с наблюдаемой и путем последовательных исправлений и дополнений геологического разреза, наконец, достигается их более или менее точное совпадение. Однако можно подобрать бесконечное число вариантов геологических структур, которые удовлетворяют наблюдаемую аномалию. В связи с этим расчеты, основанные на данных гравиметрии, представляют собой не более, чем количественное выражение исходных геологических представлений. Поэтому их точность и достоверность находятся в прямой зависимости от точности и достоверности исходных геологических данных, иными словами, от принятых при расчетах предпосылок. Несмотря на ограничение, такие подсчеты

в ряде случаев, особенно для решения некоторых задач детальной разведки, дают очень ценные сведения.

Одним из распространенных приемов подхода к решению обратной гравиметрической задачи является применение аналогий. В этом случае аномальное гравитационное поле сравнивается с похожим полем для какого-либо хорошо исследованного района. Предполагается схожесть геологического строения в обоих рассматриваемых районах и интерпретация, проводимая с учетом имеющихся геологических данных.

Методом подбора можно решать задачу гравитационной разведки и для совершенно закрытых районов, когда о районе не имеется геологических сведений. В таком случае наблюденная кривая аномалий сравнивается с расчетными кривыми, вызванными некоторыми типичными структурами, и строится первая гипотеза об изучаемой геологической структуре на основе совпадения теоретических и наблюденных аномалий. После этого следует уточнение геологического строения района. Подобное уточнение бывает особенно эффективным, если имеется возможность привлечь результаты других методов геофизической разведки. Часто приходится решать конкретную задачу гравитационной разведки, а именно задачу построения конфигурации и нахождения глубины залегания некоторой определенной структуры. В этом случае особенно удобен метод подбора формы и глубины залегания аномального тела при помощи палеток. Рассмотрим несколько разновидностей этого метода.

### Метод Юнга

Вертикальную составляющую притяжения горизонтально расположенного цилиндрического тела с сечением  $S$  произвольной формы можно представить формулой

$$\Delta g = 2f\sigma \int_{\xi}^{\eta} \int_{\varphi}^{\psi} \sin \varphi \, d\rho \, d\varphi, \quad (\text{XV.36})$$

где  $f$  — гравитационная постоянная;  $\sigma$  — плотность исследуемого тела;  $\rho$ ,  $\varphi$  — цилиндрические координаты тела.

Заметим, что под  $\sigma$  понимается эффективная плотность, т. е. разность плотностей возмущающего тела и вмещающих пород. Разбивая пределы интегрирования и интегрируя, получим

$$\Delta g = 2f\sigma \sum_i \sum_j (\cos \varphi_i - \cos \varphi_{i-1}) (\rho_j - \rho_{j-1}).$$

Каждое слагаемое этой суммы

$$\delta \Delta g = 2f\sigma (\cos \varphi_i - \cos \varphi_{i-1}) (\rho_j - \rho_{j-1}). \quad (\text{XV.37})$$

Это выражение характеризует притяжение элемента, имеющего эффективную плотность  $\sigma$  и заключенного между радиусами  $\rho_{j-1}$  и  $\rho_j$ , направленными под углами  $\varphi_{i-1}$  и  $\varphi_i$  на точку в начале координат.

Если теперь построить палетку так, чтобы каждая элементарная площадка ее (в случае однородной массы) вызывала одинаковое действие  $\Delta g$  в начале координат — суммарное  $\Delta g$  от всех площадок получим простым суммированием числа площадок и умножением на некоторый коэффициент палетки. Для этого надо положить, очевидно,

$$\rho_2 - \rho_1 = \rho_3 - \rho_2 = \dots = \Delta \rho,$$

$$\cos \varphi_1 - \cos \varphi_0 = \cos \varphi_2 - \cos \varphi_1 = \cos \varphi_3 - \cos \varphi_2 = \dots = \frac{1}{n}. \quad (\text{XV.38})$$

Коэффициент палетки будет

$$\frac{\Delta \rho}{n} 2f\sigma = k.$$

На рис. 113 представлена палетка Юнга.

Палетки строятся в масштабе гравиметрического профиля. Для простоты расчетов величины  $\Delta \rho$  и  $n$  следует подобрать такими, чтобы величина  $k$  была равна какому-нибудь круглому числу, например, 0,1 мгл. Подбор аномального тела производится следующим образом.

1. Пользуясь геологическими данными относительно строения аномального тела  $M$ , а также используя соотношения между формой и размерами тела и вызываемым им гравитационным полем (например, по альбому кривых аномалий), строят в выбранном масштабе приблизительную форму исследуемой структуры и помещают на некоторой вероятной глубине. Задача упрощается, если глубина залегания известна по другим данным или даже по аналогиям.

2. После этого на разрез аномального тела накладывают палетку Юнга и рассчитывают  $\Delta g$  в точке  $O$ . Передвигая палетку в соседнюю точку, рассчитывают  $\Delta g$  для этой точки и т. д., пока не будет построена кривая  $\Delta g$ , возбуждаемая гипотетическим аномальным телом.

3. Сравнивают построенную теоретическую кривую  $\Delta g$  с наблюдаемой. По расхождениям кривых исправляют форму и глубины заданного тела  $M$  и вновь строят кривую  $\Delta g$ . И так повторяют этот процесс до тех пор, пока не получается хорошее согласие наблюдаемой и построенной кривых. После этого можно считать, что тело, по которому построена последняя, близко совпавшая с наблюдаемой кривая, представляет реальное возмущающее тело. Теоретическая многозначность полученного решения снимается комплексным

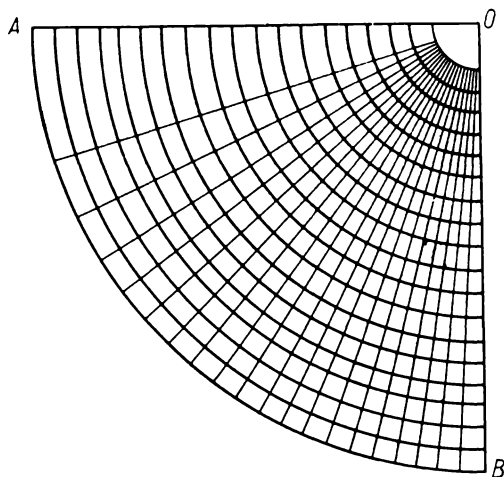


Рис. 113. Палетка Юнга.



применением гравиметрических и других геофизических и геологических методов. Например, определением глубины залегания возмущающего тела сейсмическими методами.

### Метод Гамбурцева

Этот метод отличается от предыдущего выбором формы палетки. В формуле (XV.36) можно положить

$$\sin \varphi \, d\varphi = dz, \quad (\text{XV.39})$$

тогда

$$\Delta g = 2f\sigma \int \int dz \, d\varphi = 2f\sigma \sum_{ij} \Delta z \, \Delta \varphi. \quad (\text{XV.40})$$

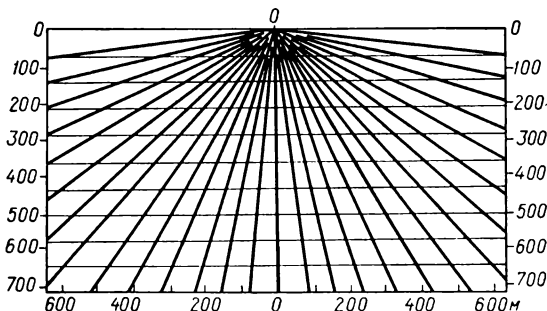


Рис. 114. Палетка Гамбурцева.

Полагая в формуле (XV.40)

$$\Delta z = \text{const}, \quad \Delta \varphi = \text{const},$$

получим палетку вида, представленного на рис. 114, в которой каждая трапеция, заключенная между лучами, проведенными через равные углы  $\Delta \varphi$  и параллельными линиями, равноотстоящими на  $\Delta z$  одна от другой, вызывает в точке  $O$  одинаковый гравитационный эффект. Подбирая удобную величину  $2f\sigma\Delta z\Delta \varphi$ , например, равную 0,1 мгл, можно подсчитать суммарное влияние аномального тела на точку  $O$ . Дальнейшая последовательность операций подобна изложенной в методе Юнга.

### Определение $W_{xz}$ методом Бартон

Как и в предыдущем случае, решается плоская задача, т. е. рассматривается сечение тела вертикальной плоскостью. Способ состоит в том, чтобы разбить притягивающее тело на прямоугольные призмы таким образом, чтобы каждая призма вызывала в исследуемой точке постоянное влияние. Обычно требуют, чтобы это влияние было равно 0,1 Е. В этом случае, наложив палетку на сечение тела, достаточно сосчитать число призм, покрывающих тело, чтобы получить гравитационное влияние в исследуемой точке.

Пусть глубина верхней грани такой призмы будет  $z_1$ , а глубина нижней  $z_2$ , протяжение же призмы по координате  $x$  будет  $x_1$ . Формула для горизонтального градиента притяжения прямоугольной призмы имеет следующий вид:

$$W_{xz} = 2f\sigma \ln \frac{z_2}{z_1} \sqrt{\frac{x_1^2 + z_1^2}{x_1^2 + z_2^2}}. \quad (\text{XV.41})$$

Для построения палетки надо рассчитать сначала глубины залегания призм  $z_1, z_2, z_3, z_4, \dots$ , откуда получатся толщины призм, как разности  $z_2 - z_1, z_3 - z_2, z_4 - z_3, \dots$ . Для расчета глубин залегания призм задаем произвольно некоторое отношение  $\frac{z_{i+1}}{z_i}$ , такое, чтобы толщины призм увеличивались с глубиной. Это имеет тот смысл, что влияние более глубоких слоев слабее, и, для того чтобы сохранять тоже влияние в исследуемой точке, призма должна быть больше. Выберем, например, отношение

$$\frac{z_{i+1}}{z_i} = \frac{10}{9}.$$

Используя это отношение, построим систему слоев заданных влияний. Далее найдем значения  $x_i$  для всех слоев. Введем обозначения для первого слоя

$$\frac{z_2}{z_1} = A, \quad \frac{x_1}{z_1} = u; \quad (\text{XV.42})$$

для второго слоя

$$\frac{z_3}{z_2} = A', \quad \frac{x'_1}{z_2} = u' \text{ и т. д.}$$

Формула (XV.41) преобразуется теперь к виду

$$W_{xz} = f\sigma \ln \frac{A^2(u^2 + 1)}{A^2 + u^2} \quad (\text{XV.43})$$

или

$$e^{\frac{W_{xz}}{f\sigma}} = \frac{A^2(u^2 + 1)}{A^2 + u^2},$$

или, обозначая

$$e^{\frac{W_{xz}}{f\sigma}} = a, \quad (\text{XV.44})$$

получим

$$u = A \sqrt{\frac{1-a}{a-A^2}}. \quad (\text{XV.45})$$

Теперь в формуле (XV.44) зададим значения  $W_{xz}$ , равные 0,1 Е, 0,2Е, 0,3Е и т. д. С этими значениями найдем ряд соответствующих значений  $a$  и по формуле (XV.45) найдем  $u_1, u_2, u_3, \dots$  и т. д. для первого слоя. По этим значениям найдем  $x_1, x_2, x_3, \dots, x_i$  для первого слоя. Длину призм первого слоя получим как разности  $x_1 - 0, x_2 - x_1, x_3 - x_2, \dots$  и т. д. Затем эту операцию проделываем в той же последовательности для второго слоя и так далее.

Горизонтальные градиенты силы тяжести  $W_{xz}, W_{yz}, W_{\Delta}$  рассчитываются так же, как аномалии  $\Delta g$ , только по другим палеткам.

## § 9. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛУБИНЫ ПОВЕРХНОСТИ РАЗДЕЛА ПЛОТНОСТЕЙ

В случае одной поверхности раздела плотностей (рис. 115) глубина этой поверхности связана с аномалиями приближенным соотношением

$$\Delta g - \Delta g_0 = 2\pi f (\sigma_2 - \sigma_1) (z_1 - z_0), \quad (\text{XV.46})$$

которое позволяет по известным значениям аномалии силы тяжести и глубине  $z_0$  в какой-либо одной точке получить глубину  $z$  соседней точки

$$z = z_0 + \frac{\Delta g - \Delta g_0}{2\pi f (\sigma_2 - \sigma_1)}.$$

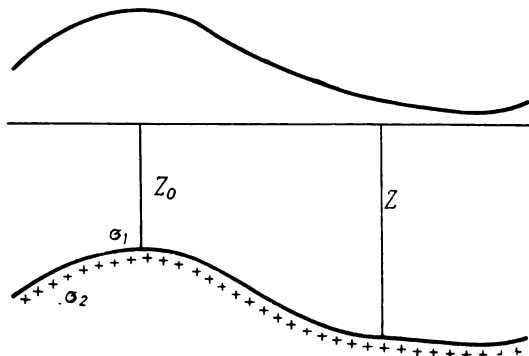


Рис. 115. Пояснение к формуле (XV.46).

Написанная формула строга только для случая перехода от одной модели с горизонтальной поверхностью раздела на глубине  $z_0$  к другой модели тоже с горизонтальной поверхностью раздела  $z$ . Однако в ряде реальных случаев она дает вполне надежные результаты. Можно пользоваться и значительно более сложной, однако, более точной формулой следующего вида:

$$\Delta g = 2\pi f (\sigma_2 - \sigma_1) z_0 + u, \quad (\text{XV.47})$$

где

$$u = f\sigma \int_0^{2\pi} \int_0^\infty \int_{z_0}^z \frac{rz \, d\alpha \, dr \, dz}{(r^2 + z^2)^{3/2}}, \quad (\text{XV.48})$$

второй член (XV.47) учитывает отклонение поверхности раздела от горизонтального слоя, расположенного на глубине  $z_0$  по аномалиям силы тяжести.

Практически задача решается последовательными приближениями, при этом предполагают, что изменение аномалий вызывается лишь рельефом разделяющей поверхности, или что имеются другие причины, вызывающие только линейное изменение аномалий.

# § 10. МЕТОД ТЦУБОИ, ТОМАДА И АКИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГЛУБИНЫ И ПОВЕРХНОСТИ РАЗДЕЛА ПЛОТНОСТЕЙ (ПЛОСКАЯ ЗАДАЧА)

Метод состоит в следующем. Имеем на некоторой средней глубине  $d$  поверхность раздела между плотностями  $\sigma_1$  и  $\sigma_2$  (рис. 116). Будем считать, что средняя глубина  $d$  поверхности раздела известна. Требуется определить отклонения поверхности раздела от средней глубины, т. е. приращения ординат  $h(x)$ . Рельеф поверхности раздела, выделяющийся эффективной плотностью  $\sigma_0 = \sigma_2 - \sigma_1$ , вызывает аномалии силы тяжести  $\Delta g(x)$ . Можно считать, что такие же аномалии вызовут массы, конденсированные на средней глубине  $d$  и имеющие поверхностную плотность, пропорциональную в каждой точке ординате  $h(x)$  рельефа поверхности раздела

$$M(x) = \sigma_0 h(x). \quad (\text{XV.49})$$

Известно, что если аномалия силы тяжести  $\Delta g$  вдоль профиля представлена в виде тригонометрического ряда

$$\Delta g(x) = \sum B_m \cos mx, \quad (\text{XV.50})$$

то такая аномалия может быть вызвана массами, конденсированными на плоскости, расположенной на глубине  $d$ , причем плотность этих масс подчинена закону

$$M(x) = -\frac{1}{2\pi f} B_m \cos mx e^{md}. \quad (\text{XV.51})$$

Таким образом, если аномалии силы тяжести представить в виде (XV.50), то распределение поверхностной плотности получим в виде (XV.51), откуда согласно (XV.49) найдем высоты рельефа, отсчитанные от средней глубины границы раздела

$$h(x) = \frac{M(x)}{\sigma_0}. \quad (\text{XV.52})$$

Это положение можно использовать для определения глубин залегания масс по известным аномалиям силы тяжести, разности плотности искоемых масс и средней глубины до поверхности раздела.

Рассмотрим частный случай представления аномалий функцией вида (XV.50), а именно

$$\Delta g(x) = b \int_0^1 \cos mx \, dm = b \frac{\sin x}{x}. \quad (\text{XV.53})$$

Эта функция обращается в единицу при  $x = 0$  и в нуль при  $x = n\pi$ , где  $n = 0, 1, 2 \dots$  Согласно ранее сделанным утверждениям эти

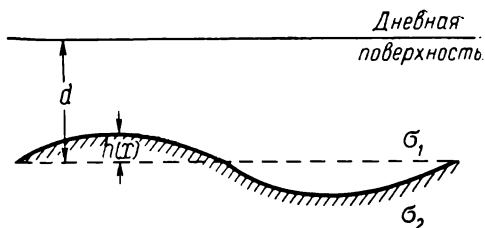


Рис. 116. Пояснение к выводу формулы Тцубои для определения глубины залегания поверхности раздела плотностей.

аномалии могут быть вызваны конденсированными на глубине  $d$  массами, распределение плотностей которых отвечает закону

$$M(x) = \frac{b}{2\pi f} \int_0^1 \cos mx e^{md} dm.$$

Если это выражение проинтегрировать методом интегрирования по частям, то

$$M(x) = \frac{b}{2\pi f} \frac{1}{x^2 + d^2} [(d \cos x + x \sin x) e^d - d].$$

Если  $x = n\pi$ , где расстояние между точками, в которых известно значение аномалии  $\Delta g$ , принято за  $\pi$ , то

$$M(n\pi) = \frac{b}{2\pi f} \frac{d}{(n\pi)^2 + d^2} [\pm e^d - 1].$$

Знак (+) перед  $e$  соответствует четному  $n$ , знак (—) — нечетному.

Положим, что глубина  $d$  также равна  $\pi$ , т. е. пункты с известным значением  $\Delta g$  расположены на расстояниях, равных глубине  $d$ , тогда

$$M(n\pi) = \frac{b}{2\pi^2 f} \frac{1}{n^2 + 1} (\pm e^\pi - 1) = b\varphi(n). \quad (\text{XV.54})$$

Выражение (XV.54) дает нам массу в точке, расположенной под пунктом наблюдения с аномалией  $b$ . Функции  $\varphi(n)$  представлены в табл. 38.

Т а б л и ц а 38

Значения функции  $\varphi(n)$

$n$	$\varphi(n) \cdot 10^{-7}$	$n$	$\varphi(n) \cdot 10^{-7}$	$n$	$\varphi(n) \cdot 10^{-7}$	$n$	$\varphi(n) \cdot 10^{-7}$
0	1,6819	$\pm 6$	0,0454	$\pm 12$	0,0116	$\pm 18$	0,0052
$\pm 1$	—0,9167	$\pm 7$	—0,0367	$\pm 13$	—0,0108	$\pm 19$	—0,0051
$\pm 2$	0,3363	$\pm 8$	0,0259	$\pm 14$	0,0086	$\pm 20$	0,0042
$\pm 3$	—0,1834	$\pm 9$	—0,0224	$\pm 15$	—0,0081		
$\pm 4$	0,0990	$\pm 10$	0,0166	$\pm 16$	0,0066		
$\pm 5$	—0,0706	$\pm 11$	—0,0150	$\pm 17$	—0,0062		

Аномалию в точке можно рассматривать как следствие влияния масс, расположенных не только под данной точкой, но и всех масс вдоль линии  $x$ . Соответственно масса, расположенная под точкой  $n$ , может быть определена как функция не одной аномалии, расположенной над ней, а совокупности аномалий во всех точках оси  $x$ . Если известны аномалии вдоль профиля  $x$  в точках, расположенных на расстоянии  $\pi$  одна от другой  $b_{-3}, b_{-2}, b_{-1}, b_0, b_1, b_2, b_3$ , то общая

масса, расположенная под точкой  $x = n\pi$  и приходящаяся на единицу длины, определяется уравнениями

$$\begin{aligned} m(-\pi) &= \dots b_{-3}\varphi_2 + b_{-2}\varphi_1 + b_{-1}\varphi_0 + b_0\varphi_{-1} + b_1\varphi_{-2} + b_2\varphi_{-3} + \dots \\ m(0) &= \dots + b_{-3}\varphi_3 + b_{-2}\varphi_2 + b_{-1}\varphi_1 + b_0\varphi_0 + b_1\varphi_{-1} + b_2\varphi_{-2} + \dots \\ m(\pi) &= \dots - b_{-2}\varphi_3 + b_{-1}\varphi_2 + b_0\varphi_1 + b_1\varphi_0 + b_2\varphi_{-1} + b_3\varphi_{-2} + \dots \\ &\dots \dots \dots \end{aligned} \quad (\text{XV.55})$$

Пользуясь формулами (XV.55) и значениями  $\varphi$  (табл. 38), при известных аномалиях  $b$  можно определить массы, конденсированные на глубине  $d$ , приходящиеся на единицу длины (двумерная задача). Если полученные таким образом массы разделить на избыточную плотность, то найдем величину линейного отклонения расположения этих масс от средней глубины  $d$ . Практически задача решается следующим образом.

Для исследуемого профиля аномалий вычисляется среднее значение  $\Delta g$ . Эта аномалия соответствует некоторой средней глубине залегания масс, которую необходимо знать из каких-либо иных данных (бурения или сейсмических исследований и др.). Уклонение аномалий в каждой точке от средней соответствует уклонению в этой точке глубины залегания масс от средней глубины. Для каждой точки рассчитывается  $m(n\pi)$  по формулам (XV.55), причем в качестве  $b_i$  принимаются вычисленные отклонения аномалий от среднего. Полученные значения  $m(n\pi)$  делят на избыточную плотность. Частное от деления представляет уклонение глубины от заданной средней.

## § 11. ОЦЕНКА ПРЕДЕЛЬНЫХ ГЛУБИН ЗАЛЕГАНИЯ АНОМАЛЬНОГО ТЕЛА (МЕТОД ФИШЕРА)

В практике интерпретации гравиметрических съемок нередко приходится встречаться с таким случаем, когда относительно спокойное аномальное гравитационное поле с большими горизонталь-

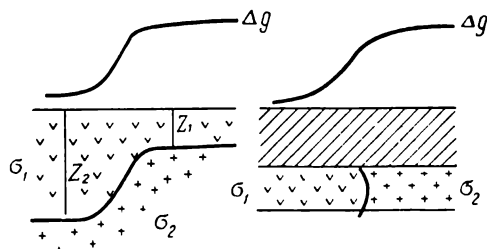


Рис. 117. Иллюстрация к методу оценки глубин методом Фишера.

ными градиентами круто переходит к другому гравитационному уровню, после чего опять устанавливается относительно спокойное аномальное поле. Такое резкое изменение гравитационного потен-

циала наблюдается над уступом (рис. 117, а) или при резком изменении плотности пород в горизонтальном слое в связи с изменением петрографического состава (рис. 117, б). В подобных случаях представляется возможным оценить глубину залегания структуры по наблюдаемым значениям аномалий  $\Delta g$  и горизонтального градиента  $W_{xz}$ , указав предельно возможное для образования наблюдаемых аномалий значение глубины верхней границы возмущающего тела.

Для уступа (рис. 117), а) горизонтальный градиент выражается формулой

$$W_{xz} = 2f\sigma \ln \frac{z_2}{z_1}, \quad (\text{XV.56})$$

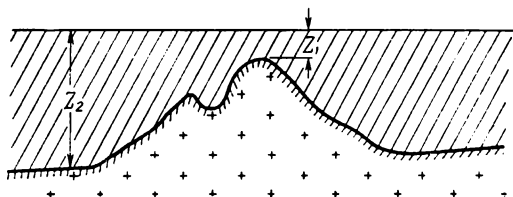


Рис. 118. Оценка предельной глубины.

где  $z_1$  — глубина верхней границы уступа;  $z_2$  — глубина нижней границы уступа. Отсюда легко получить  $z_1$ , обозначив мощность уступа через  $P = z_2 - z_1$ .

$$z_1 = \frac{P}{e^{\frac{W_{xz}}{2f\sigma}} - 1}.$$

Толщина слоя  $P$  может быть приближенно определена по формуле притяжения плоскопараллельного слоя:

$$\Delta g = 2\pi f\sigma P,$$

где  $\Delta g$  — разность аномалий до уступа и после него. Тогда глубина верхней границы уступа равна

$$z_1 = \frac{\Delta g}{2\pi f\sigma \left( e^{\frac{W_{xz}}{2f\sigma}} - 1 \right)}. \quad (\text{XV.57})$$

Если возмущающие массы имеют не правильную форму уступа (рис. 118), а любую произвольную форму, величина изменения аномалий  $\Delta g$  над этими массами будет меньше, чем для правильного уступа.

Тогда формулу (XV.57) можно записать в виде неравенства

$$z_1 \leq \frac{\Delta g}{2\pi f \sigma \left( e^{\frac{W_{xz}}{2f^2}} - 1 \right)}. \quad (\text{XV.58})$$

Эта формула указывает на то, что при заданных «перепаде» аномалий  $\Delta g$ , эффективной плотности  $\sigma$  и горизонтальном градиенте аномалий  $W_{xz}$  возмущающие массы лежат на глубине, не большей, чем глубина, определяемая формулой (XV.58). Формула (XV.58) может быть распространена для предельной оценки залегания возмущающих масс любой формы. Однако чем больше они отличаются от классической формы уступа, тем грубее будет произведенная оценка.



## *Глава XVI*

# **ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЭЛЕКТРОННЫХ ВЫЧИСЛИТЕЛЬНЫХ МАШИН В ГРАВИРАЗВЕДКЕ**

## **§ 1. НАКОПЛЕНИЕ ГРАВИМЕТРИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ И ВОПРОСЫ ЕЕ ОБРАБОТКИ**

Вычисление гравиметрических измерений и их количественная интерпретация — процесс весьма трудоемкий. Даже простая обработка произведенного наблюдения требует значительно больше времени, чем само наблюдение, которое на точке с современным гравиметром занимает 1—2 мин. При обработке же наблюдений требуется вычислить смещение нуль-пункта, высоту и координаты точки, нормальное значение силы тяжести и поправку за высоту, поправку за рельеф местности, если наблюдения высокоточные (а сейчас в основном ведутся такие), поправку за лунно-солнечные возмущения и, наконец, образовать аномалию. За несколько последних десятилетий производительность труда оператора возросла во много раз, в то время как производительность труда при обработке материала увеличивается далеко не так успешно. Если наблюдения ведутся на море, то введение поправки за возмущающие ускорения для одного пункта занимает несколько часов работы опытного вычислителя. Но дело не ограничивается обработкой наблюдения до получения аномалии. Полученные аномалии должны быть проинтерпретированы.

Вследствие неоднозначности обратной задачи гравитационной разведки одним из основных методов ее решения является метод подбора. А этот метод трудоемок в своей основе, так как прежде чем получить ответ, требуется сделать много приближений. Ручной счет в этом случае является крайне непроизводительным.

Вторым широко применяющимся методом обработки материала при интерпретации является разделение полей. Этот метод основан на представлении аномалий в виде периодических функций и выделении волн большого и малого периода; он применим при использовании больших массивов данных и уже в силу этого является тоже весьма трудоемким.

С огромной быстротой идет накопление гравиметрической информации. Годовое приращение гравиметрических пунктов измеряется несколькими миллионами. Надо не только их обработать и использовать для решения тех или иных частных задач гравитационной разведки, а также суметь организовать их использование для общего изучения гравитационного поля Земли и их хранение для возможных последующих применений и переинтерпретаций. Все эти задачи делают необходимым применение в гравиметрии современных машинных методов вычислений. Только с их помощью можно полностью обработать и рационально использовать всю получаемую гравиметрическую информацию.

## § 2. ПРИНЦИПЫ УСТРОЙСТВА ЭВМ И ИХ РАБОТЫ

Современные электронные вычислительные машины выполняют десятки и даже сотни арифметических действий в секунду и оперируют с огромным количеством данных, исчисляющихся миллионами чисел. Поэтому за короткий отрезок времени (минуты или часы) они выполняют вычисления, на которые без них потребовались бы годы работы.

Вычислительные устройства разделяются на два принципиально различных типа: вычислительные машины непрерывного действия, или аналоговые машины, и вычислительные машины дискретного действия, или цифровые.

В аналоговых машинах математические величины представляются в виде непрерывных значений каких-либо физических величин, например, углов, напряжений потенциала и т. п. Примером такого вычислительного устройства является применявшийся одно время интегратор для учета топографических поправок при вариометрических съемках. В этом приборе по мере наведения зрительной трубы на точки средних высот местности, за которые вводится поправка, суммируются поправки, зависящие от угла визирования и номера соответствующего сектора. Другим примером аналоговых машин являются электронные интеграторы или электронные моделирующие устройства. Они предназначаются для решения систем обыкновенных дифференциальных уравнений. В них математические действия осуществляются с помощью электрических решающих схем, в которых участвующие в операции величины представляются (моделируются) в виде напряжений. Такие машины очень удобны, например, для моделирования условий работы упругой системы гравиметра и выбора ее оптимальных параметров. Ее применение упрощает задачу и сильно расширяет класс опробованных условий. Аналоговые машины всегда являются специализированными, и с их помощью может решаться лишь ограниченный круг задач. Кроме того, эти машины обеспечивают, как правило, невысокую точность, ограничиваемую точностью измерения моделирующей физической величины (длины, величины угла, напряжения и т. п.).

В цифровых вычислительных машинах решение задачи сводится к выполнению отдельных арифметических действий над исходными числами. Сами же числа представляются в виде последовательности цифр, причем для изображения каждой цифры применяется электронный элемент (электронная лампа или полупроводниковый элемент), могущий находиться в двух резко различных состояниях, например пропускающий электрический импульс или запирающим его. Тогда наличие импульса означает присутствие данной цифры, т. е. единицу; отсутствие означает, что такой цифры нет, т. е. обозначает нуль. Поэтому счет на цифровых вычислительных машинах осуществляется не в десятичной системе счисления, к которой мы привыкли, а в двоичной. По сигналу извне элемент может быстро переходить из одного состояния в другое. Схемы, собранные из таких одноразрядных ячеек, служат для записи многоразрядных чисел и выполнения над ними элементарных операций. Быстродействие машины достигается за счет большой скорости выполнения элементарных операций.

Для того чтобы машина могла решать широкий класс математических задач, она должна производить в соответствии с заданной программой все элементарные арифметические и логические операции, которые могут встретиться в ходе решения данной задачи, обладать устройством для хранения исходных и промежуточных величин, т. е. обладать памятью и уметь автоматически выбирать нужное продолжение вычислений в зависимости от результатов промежуточных операций.

В соответствии с этим каждая электронная цифровая машина имеет три основных устройства:

1. Арифметическое устройство, осуществляющее выполнение арифметических и логических операций над числами. Оно построено на основе счета электрических импульсов в двоичной системе счисления: есть импульс — 1, нет импульса — 0.

2. Запоминающего устройства или памяти, осуществляющего прием, хранение и выдачу в виде чисел исходных данных, а также необходимых промежуточных результатов. Чем больше емкость запоминающего устройства, тем шире возможности данной машины. Однако в одном устройстве не удается сочетать большой объем запоминаемых данных с высокой скоростью их приема и выдачи. Поэтому ЭВМ обычно имеют два запоминающих устройства: внутреннее, или оперативное (его называют также памятью машины), и внешнее — накопитель результатов. Память непосредственно связана с арифметическим устройством и принимает и выдает необходимые числа в процессе производимых операций. Емкость памяти невелика. Обычно она составляет в зависимости от класса машины 1024, 2048 или 4096 чисел.

Внешнее запоминающее устройство, наоборот, практически имеет неограниченный объем, однако использование его требует значительного дополнительного времени, так как оно не связано с операционной частью машины; это может быть магнитная лента или магнитный барабан и другие устройства.

## Основные характеристики ЭВМ

Тип машины	Система счисления	Форма представления чисел	Система команд	Разрядность (двоичная)	Быстродействие операций, с	Емкость оперативного запоминающего устройства, слова	Емкость внешнего накопителя на магнитном барабане, слова	Емкость внешнего накопителя на магнитной ленте, слова	Мощность, кВт
БЭСМ-6	Двоичная	Плавающая запятая	Одноадресная	48+2 контрольных	1 000 000	4 096 × 50	16 884 × 50	10 <sup>6</sup> × 50	20
БЭСМ-4	»	»	Трехадресная	45	20 000	4 096 × 45	16 384 × 45	10 <sup>6</sup> × 45	8
М-220	»	»	»	45	20 000	4 096 × 45	65 536 × 45	4 × 10 <sup>6</sup> × 45	7—10
Урал-11	Двоичная и Десятичная	Фиксированная запятая	Одноадресная	24 и 12	3 000	4 096 × 24		10 <sup>6</sup> × 24	4
Урал-14	Двоичная	Плавающая и фиксированная запятые	»	24	5 000 10 000	4 096 × 24	1,6 × 10 <sup>6</sup> × 6	10 <sup>6</sup> × 24	10
Урал-16	»	То же	»	от 1 до 48	5 000 80 000	65 536 × 48	131 000 × 48	12 × 10 <sup>6</sup> × 48	10
Минск-22	»	»	Двухадресная	37	5 000	4 096 × 37	—	8 × 10 <sup>5</sup> × 37	10
Минск-23	Десятичная	»	Переменная	8	5 000 10 000	40 000 × 8	—	5,5 × 10 <sup>6</sup> × 8	12
Раздан-3	Двоичная	Плавающая запятая	Двухадресная	48	25 000	16 384 × 48	12 800 × 48	32 × 10 <sup>4</sup> × 48	
Наири	»	Плавающая и фиксированная запятые	»	36	1 500 2 000	1 024 × 36	2 048 × 36 2 048 × 72	—	1,6
Наири-2	»	То же	Переменная до трех адресов	36	1 500 2 000	2 048 × 36	16 384 × 36	—	1,6
Мир	Двоичная и Десятичная	Плавающая запятая		12	100	4 096 × 12	—	—	1

С запоминающими устройствами непосредственно связано устройство ввода данных в машину и снятия полученных результатов как окончательного, так и промежуточных. Ввод осуществляется путем снятия числовых данных с перфокарт или перфолент, на которых пробиваются исходные данные согласно определенному коду или снятию данных с магнитной ленты и передаче их в запоминающее устройство. Вывод производится путем трансформации электрических сигналов в систему пробивок перфокарт или перфоленты или записи их на магнитную ленту. Посредством этого же устройства вводится в машину и программа.

3. Устройство автоматического управления служит для управления машиной в процессе вычислений. Оно обеспечивает выполнение операций в соответствии с заданной программой, позволяет выполнять отдельные операции, осуществляет пуск и остановку машины. Каждая операция выполняется под воздействием специального сигнала — команды. Команда — это информация, определяющая действие машины в течение некоторого времени. Команда состоит из двух частей: кода операции, которым посредством введения определенных символов предписывается, что и в какой последовательности машина должна сделать, и адресов, которые указывают, откуда взять числа для операции и куда направить результат. Адресами могут быть, например, номера ячеек запоминающего устройства. Машины бывают одно-, двух и трехадресные. Система команд обра-

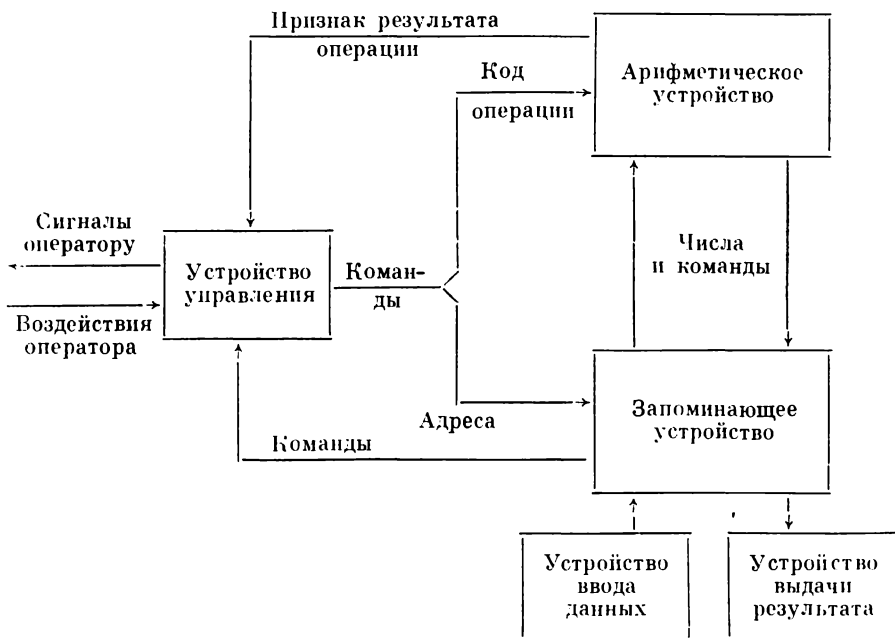


Рис. 119. Блок-схема устройства электронной цифровой вычислительной машины.

зует программу работы машины, которая вводится вместе с исходными данными в оперативную память закодированной в виде чисел.

На рис. 119 проводится общая блок-схема устройства электронной цифровой вычислительной машины, а в табл. 39 основные характеристики современных ЭВМ.

### § 3. ПОНЯТИЕ ДВОИЧНОЙ СИСТЕМЫ СЧИСЛЕНИЯ И ПЕРЕВОД ИЗ ДВОИЧНОЙ СИСТЕМЫ В ДЕСЯТИЧНУЮ И НАОБОРОТ

Работа современных ЭВМ основана на двоичной системе счисления. Рассмотрим ее по аналогии с привычной нам десятичной системой. Заметим, что принятая у нас десятичная система называется позиционной, поскольку значение каждой цифры этой системы изменяется в зависимости от ее положения в числе. Если одна и та же цифра стоит в многозначном целом числе на первом месте справа, например подчеркнутая цифра в числе 333, она означает целые единицы, на втором — десятки (333), на третьем — квадраты от десятков — сотни (333) и так далее. Если число содержит десятичную дробь, то аналогично одна и та же цифра справа от запятой на первом месте означает десятые доли единицы (333,33), на втором месте — сотые доли (333,33) и так далее.

Система содержит 0 и девять значащих цифр: 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9. Число десять изображается уже двумя цифрами «10», сто — тремя «100» и т. д. Любое число в десятичной системе может быть записано как сумма чисел различных порядков. Например,  $248 = 2 \cdot 100 + 4 \cdot 10 + 8 = 2 \cdot 10^2 + 4 \cdot 10^1 + 8 \cdot 10^0$ . Число «10» в десятичной системе счисления является ее основой и соответственно называется «основанием» системы.

В двоичной системе используются всего две цифры — 0 и 1, которые и обозначают соответственно нуль и единицу. Основанием этой системы будет два, которое записывается прибавлением к единице нуля, т. е. два = 10.

Так как эта система позиционная и построена по тому же принципу, что и десятичная, в целом числе на первом месте справа стоят единицы, на втором — двойки, на третьем — квадраты от двоек, т. е. четверки, и т. д. Целые числа в двоичной системе представляются так, как показано в табл. 40.

Для примера запишем в двоичной системе число двести пятнадцать. Разложим это число сначала в десятичной системе на сумму двоек (основание двоичной системы) в соответствующих степенях. Например,  $215 = 1 \cdot 2^7 + 1 \cdot 2^6 + 0 \cdot 2^5 + 1 \cdot 2^4 + 0 \cdot 2^3 + 1 \cdot 2^2 + 1 \cdot 2^1 + 1 \cdot 2^0$ . В двоичной системе  $1 = 1$ , 2 записывается как 10. Запишем теперь сумму, в которую мы развернули число 215 в двоичной системе, пользуясь табл. 36:

$$215 = 1 \cdot 10^{11} + 1 \cdot 10^{10} + 0 \cdot 10^{101} + 1 \cdot 10^{100} + 0 \cdot 10^{11} + \\ + 1 \cdot 10^{10} + 1 \cdot 10^1 + 1 \cdot 10^0,$$

## Первые десять цифр в двоичной записи

Запись в десятичной системе	Запись в виде суммы двоек и их степеней	Запись в двоичной системе в виде суммы двоек и их степеней	Запись в двоичной системе
0	$0 \cdot 2^0$	$0 \cdot 10^0$	0
1	$1 \cdot 2^0$	$1 \cdot 10^0$	1
2	$1 \cdot 2^1 + 0 \cdot 2^0$	$1 \cdot 10^1 + 0 \cdot 10^0$	10
3	$1 \cdot 2^1 + 1 \cdot 2^0$	$1 \cdot 10^1 + 1 \cdot 10^0$	11
4	$1 \cdot 2^2 + 0 \cdot 2^1 + 0 \cdot 2^0$	$1 \cdot 10^{10} + 0 \cdot 10^1 + 0 \cdot 10^0$	100
5	$1 \cdot 2^2 + 0 \cdot 2^1 + 1 \cdot 2^0$	$1 \cdot 10^{10} + 0 \cdot 10^1 + 1 \cdot 10^0$	101
6	$1 \cdot 2^2 + 1 \cdot 2^1 + 0 \cdot 2^0$	$1 \cdot 10^{10} + 1 \cdot 10^1 + 0 \cdot 10^0$	110
7	$1 \cdot 2^2 + 1 \cdot 2^1 + 1 \cdot 2^0$	$1 \cdot 10^{10} + 1 \cdot 10^1 + 1 \cdot 10^0$	111
8	$1 \cdot 2^3 + 0 \cdot 2^2 + 0 \cdot 2^1 + 0 \cdot 2^0$	$1 \cdot 10^{11} + 0 \cdot 10^{10} + 0 \cdot 10^1 + 0 \cdot 10^0$	1000
9	$1 \cdot 2^3 + 0 \cdot 2^2 + 0 \cdot 2^1 + 1 \cdot 2^0$	$1 \cdot 10^{11} + 0 \cdot 10^{10} + 0 \cdot 10^1 + 1 \cdot 10^0$	1001
10	$1 \cdot 2^3 + 0 \cdot 2^2 + 1 \cdot 2^1 + 0 \cdot 2^0$	$1 \cdot 10^{11} + 0 \cdot 10^{10} + 1 \cdot 10^1 + 0 \cdot 10^0$	1010

или, объединяя эту сумму в одно число, получим 11010111. Таблицы сложения, вычитания и умножения двоичных чисел весьма просты.

Сложение

$$0 + 0 = 0$$

$$0 + 1 = 1$$

$$1 + 0 = 1$$

$$1 + 1 = 2$$

Вычитание

$$0 - 0 = 0$$

$$1 - 0 = 1$$

$$1 - 1 = 0$$

$$10 - 1 = 1$$

Умножение

$$0 \cdot 0 = 0$$

$$0 \cdot 1 = 0$$

$$1 \cdot 0 = 0$$

$$1 \cdot 1 = 1$$

Сложение, вычитание, умножение и деление двоичных чисел делается по тем же правилам, что и аналогичные операции над десятичными цифрами. Рассмотрим, например, деление 215 на 5:

$$\begin{array}{r}
 11010111 \quad 101 \\
 101 \quad \quad 101011 \\
 \hline
 110 \\
 101 \\
 \hline
 111 \\
 101 \\
 \hline
 101 \\
 101 \\
 \hline
 000
 \end{array}$$

Запишем это число с основанием в двоичной системе и с показателем степени в десятичной

$$101\ 011 = 1 \cdot 10^5 + 0 \cdot 10^4 + 1 \cdot 10^3 + 0 \cdot 10^2 + 1 \cdot 10^1 + 1 \cdot 10^0 \text{ или, вводя десятичное обозначение основания } 10 = 2, 1 \times \\ \times 2^5 + 0 \cdot 2^4 + 1 \cdot 2^3 + 0 \cdot 2^2 + 1 \cdot 2^1 + 1 \cdot 2^0 = 32 + 0 + \\ + 8 + 0 + 2 + 1 = 43.$$

#### § 4. ПОДГОТОВКА ЗАДАЧ ДЛЯ ЭВМ И ОСНОВЫ ПРОГРАММИРОВАНИЯ

Поскольку цифровая вычислительная машина осуществляет элементарные арифметические операции, задача, которую предполагается решать на машине, должна быть сведена к последовательности элементарных арифметических действий и логических правил. Такая последовательность элементарных действий, обеспечивающая решение данной задачи, называется **алгоритмом**.

Вторым этапом в подготовке задачи к решению является программирование. **Программой** называется последовательность команд, при выполнении которых машина решает поставленную перед ней задачу.

Программирование состоит из:

- 1) определения порядка, в котором при решении задачи на машине выполняется вычислительный процесс;
- 2) составления команд и необходимых вспомогательных чисел;
- 3) размещения в запоминающем устройстве машины исходных данных, вспомогательных чисел, команд, промежуточных и окончательных результатов.

При решении задачи и выдаче окончательного результата машина должна осуществить перевод исходных данных в двоичную систему и обратный перевод результата. Для решения некоторых задач гравиметрии разработаны стандартные программы, приспособленные к работе на машинах определенного типа. Существуют сборники аннотаций программ для решения геофизических задач. Так, разработаны стандартные программы для определения формы и местоположения геологического тела по гравитационным наблюдениям; вычисления поправок за рельеф местности, гравитационных аномалий в любых точках пространства от геологических тел, аппроксимируемых системой параллелепипедов с заданными значениями избыточной плотности; расчета аномалий над профилем границы плотностей с известной глубиной; построения гравиметрических карт и т. п. на машинах Минск-2 и Минск-22.

#### § 5. ОБРАБОТКА РЕЗУЛЬТАТОВ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ СЪЕМОК

Эта задача распадается на несколько элементов: пересчитать отсчеты гравиметра в любой условной шкале в миллигалы, ввести поправки за смещения нуля-пункта, подготовить значения высот



гравиметрических пунктов и величины поправок за высоту, определить нормальное значение силы тяжести и, наконец, вычислить аномалии силы тяжести. Рассмотрим более подробно эти элементы.

1. Для вычисления поправки за смещение нуля-пункта и перевода отсчетов гравиметра в миллигалы исходными данными являются отсчеты гравиметра, номер пункта и время, а также заданный масштабный коэффициент. В результате вычислений должны быть получены наблюдаемые значения силы тяжести на всех пунктах наблюдения. Если применяющийся гравиметр требует введения каких-либо иных поправок, например за температуру, то это может быть сделано в рамках этой же задачи. При этой задаче вводится небольшой массив данных, и она может решаться на любой электронной вычислительной машине. Эту же задачу, по крайней мере частично, можно решить в порядке автоматизации наблюдений. Особенно это касается работы со стационарными гравиметрическими установками, применяющимися на море. В этом случае регистрация наблюдений строится таким образом, чтобы на выходе получались, с одной стороны, профили наблюдений вдоль маршрута, а с другой — значения  $\Delta g$ , наблюдаемого через определенные интервалы пути.

2. Вычисление высот гравиметрических пунктов. В большинстве случаев высоты гравиметрических пунктов определяются барометрическим методом. Тогда довольно трудоемкая обработка отсчетов высотомера и перевод их с высоты с учетом всего комплекса поправок (поправки за температуру, ошибки шкалы и т. п.) может быть решена с помощью машин. Исходными данными в этом случае являются отсчеты высотомера, время, температура и все параметры данного высотомера. В итоге счета должны получаться высоты гравиметрических пунктов над уровнем моря.

3. Для получения исправленных значений силы тяжести и аномалий в свободном воздухе исходными данными должны служить полученные и исправленные за смещение нуля-пункта значения силы тяжести и полученные значения высот, а также нормальная формула силы тяжести. По этим исходным данным должны быть вычислены приведенные значения нормальной силы тяжести к точке наблюдения и аномалии в свободном воздухе в соответствии с формулой

$$\Delta g_{\text{св. в}} = g_n - \gamma_0 \pm 0,3086H.$$

Этот результат является главным для всех последующих гравиметрических построений. Именно эти значения  $g_n$  наблюдаемого и аномалий в свободном воздухе являются тем гравиметрическим материалом, который несет основную гравиметрическую информацию и может быть использован в дальнейшем для любых преобразований и манипуляций в целях интерпретации. Как бы в дальнейшем мы не изменяли подход к решению той или иной гравитационной задачи, будь то гравитационная разведка, изучение фигуры Земли, изучение структуры гравитационного поля Земли и др., все равно исходными данными для них останутся наблюдаемые на физической

поверхности Земли значения силы тяжести  $g_n$  и аномалии силы тяжести в свободном воздухе  $\Delta g_{\text{св. в.}}$ . Поэтому результат вычислений, полученный при решении этой задачи, должен подлежать длительному и доступному для пользования хранению. По выходным данным задачи можно составить каталог гравиметрических пунктов. Целесообразно иметь некоторый единый центр хранения гравиметрических данных, в каковой все организации, ведущие гравиметрические определения, сдавали бы свои данные и где составлялся бы единый гравиметрический каталог, например по районам. В то же время целесообразно создавать каталог, состоящий из перфокарт, на которые занесены все характеристики гравиметрических пунктов, например: год, координаты, высота, наблюденное значение силы тяжести, аномалия в свободном воздухе, использованная нормальная формула, точность определений силы тяжести и высоты.

## § 6. ВЫЧИСЛЕНИЕ АНОМАЛИЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

**Учет влияния рельефа.** Одной из очень трудоемких задач подготовки к интерпретации гравиметрических данных является вычисление различных поправок за рельеф местности. В то же время без этих поправок трудно ожидать повышение точности интерпретации, особенно учитывая все возрастающую точность съемок. В настоящее время уже существует разрыв между точностями гравиметрических определений и учета влияния рельефа, особенно в горных районах. Там уже нет смысла повышать точность гравиметрических измерений, если не будет решен вопрос надежного учета влияния рельефа местности. Это решение возможно лишь на пути сгущения высотных определений и обработки их на быстродействующих электронных вычислительных машинах, ибо эти вычисления столь трудоемки, а количество исходных данных столь велико, что в рамках ручных вычислений не может серьезно ставиться вопрос о прогрессе и повышении результативности гравитационной разведки.

Поправка за рельеф местности складывается из суммарного влияния вертикальной составляющей притяжения отдельных трапечий в зонах различной близости. Математически задача сводится к вычислению тройного интеграла вида

$$\Delta g(x, y, z) = f \int \int \int \frac{\sigma(\xi, \eta, \zeta) (z - \zeta) dx dy dz}{[(x - \xi)^2 + (y - \eta)^2 + (z - \zeta)^2]^{3/2}}, \quad (\text{XVI.1})$$

где  $\sigma$  — плотность пород;  $f$  — гравитационная постоянная.

Эта формула для численного решения задачи представляется через сумму влияния вертикальных линий, имеющих высоту представляемого параллелепипеда и обладающих его массой. Тогда рабочая формула принимает вид

$$\Delta g = f \sigma S \sum_i \sum_j \left[ \frac{1}{\rho_{ij}} - \frac{1}{(\rho_{ij}^2 + h_{ij}^2)^{1/2}} \right]. \quad (\text{XVI.2})$$

Здесь  $S$  — сторона основания данного параллелепипеда, являющегося шагом палетки

$$\rho_{ij} = \frac{r_{ij}}{S},$$

где  $r_{ij}$  — горизонтальная проекция расстояния от пункта, в котором вычисляется  $\Delta g$ , до материальной линии, представляющей параллелепипед

$$h_{ij} = \frac{z(x_i y_i) - z_0(x_0 y_0)}{S}. \quad (\text{XVI.3})$$

Здесь  $z_0(x_0 y_0)$  — средняя высота пункта наблюдения;  $z(x_i y_i)$  — средняя высота материальной линии над уровнем моря.

Эта формула является основной для составления программы. Влияние рельефа ближних областей вычисляется без учета кривизны Земли. Далее вводятся поправки для сферической Земли. Влияние удаленных масс, распределенных по всей Земле, учитывается по интерполяционным формулам, так как при перемещении к близким точкам оно меняется медленно. Разбиение Земли на зоны может быть различно, например, можно взять зоны Хейфорда, принятые при вычислении изостатических аномалий. Введение данных в машину для счета может быть различным. Можно научить машину снимать высоты с необходимой густотой с карты высот, для чего требуются специальные приспособления. Можно ввести в машину таблицу средних высот материальных линий, представляющих соответствующие трапеции, и координат пунктов, в которых определяются поправки. Существуют различные алгоритмы — системы решения задачи и различные способы ввода исходных данных. Но целесообразен один подход к решению этой задачи — вся местность относительно данной точки разбивается на криволинейные трапеции (по зонам и секторам), внутри которых устанавливается средняя высота и влияние которых учитывается.

При подготовке этой задачи можно задать условие не только снятия влияния рельефа, но и, задав выступающим над поверхностью относимости массам плотности, можно пересчитать их влияние, если они будут распределены однородным слоем внутри земли до некоторой заданной глубины, т. е. вычислить поправку за изостатическую компенсацию. Таким образом, в результате решения этой задачи можно получить поправки за рельеф местности относительно точки, для которой эти поправки вычисляются, за влияние всех выступающих над поверхностью относимости масс и за влияние изостатической компенсации при различных ее глубинах.

Существует большое число программ для вычисления топографических поправок в тех или иных их модификациях. В основном эти программы рассчитаны для учета поправок за влияние рельефа близких областей для случая съемок в горных и предгорных районах. Для таких задач существуют типовые программы для различных вычислительных машин.

**Вычисление аномалий.** Образование различного рода аномалий и качественное истолкование их является первым шагом интерпретации гравиметрических данных. Так, при получении аномалии Буге снимается влияние внешнего по отношению к поверхности относимости рельефа, т. е. из гравитационного поля исключается некоторый фон, вследствие чего рельефнее проявляется влияние аномальных масс. При получении изостатических аномалий предполагается изостатическая неоднородность масс устраняется переносом масс внешних во внутренние области до глубины поверхности компенсации, чем опять-таки осуществляется более четкое выделение влияния неизвестных аномальных масс. Поэтому подготовительным шагом для интерпретации является образование различных аномалий. С помощью вычислительных машин это легко сделать. Исходным материалом должны служить или вычисленные уже значения  $g$ , или аномалии в свободном воздухе, система высот и задаваемые средние плотности и глубины компенсации. Результатом вычислений могут быть, например, аномалии Буге и изостатические аномалии при различных плотностях и различных глубинах компенсации. В этом случае надо использовать машины с большой памятью и хорошим быстродействием, так как приходится иметь дело с большим массивом исходных данных. Вычисления проводятся по формулам для образования аномалий и ничего сложного не представляют.

## **§ 7. ПОСТРОЕНИЕ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ КАРТ С ПОМОЩЬЮ ЭВМ**

При построении гравиметрических карт осуществляется следующая последовательность операций: выбирается основа, т. е. бланковая карта определенных масштаба и проекции. По координатам на основу наносятся точки с подписанными значениями аномалий, по точкам от руки проводятся изоаномалы с выбранным интервалом их изменения. При проведении изоаномал интерполирование между точками осуществляется на глаз. Затем изоаномалы сглаживаются на глаз так, чтобы линия не отклонялась от точки, участвующей в интерполировании более чем наполовину выбранного сечения.

Совершенно очевидно, что при построении таким образом карты допускается некоторый субъективизм. Правильность интерполяции изоаномал зависит от опытности исполнителя. Но и опытные исполнители всегда допускают различные неточности при интерполяции и особенно сглаживании изоаномал. Возникают так называемые личные ошибки. Критерии, заложенные в схему построения карты, никогда не выдерживаются строго при ручном исполнении работы. Кроме того, эта работа трудоемка.

Использование машинной техники позволяет избежать этих недостатков и построить карту строго объективно. Возможно два

шения задачи. 1. Машина дает систему равномерно  
ых дискретных точек, определяющих ход изоаномал.  
доведение карты осуществляется опять же исполн  
задача чрезвычайно упрощается — он должен пла  
точки, отмечающие одну и ту же изоаномалу. 2. 1  
тся специальной приставкой, вычерчивающей из

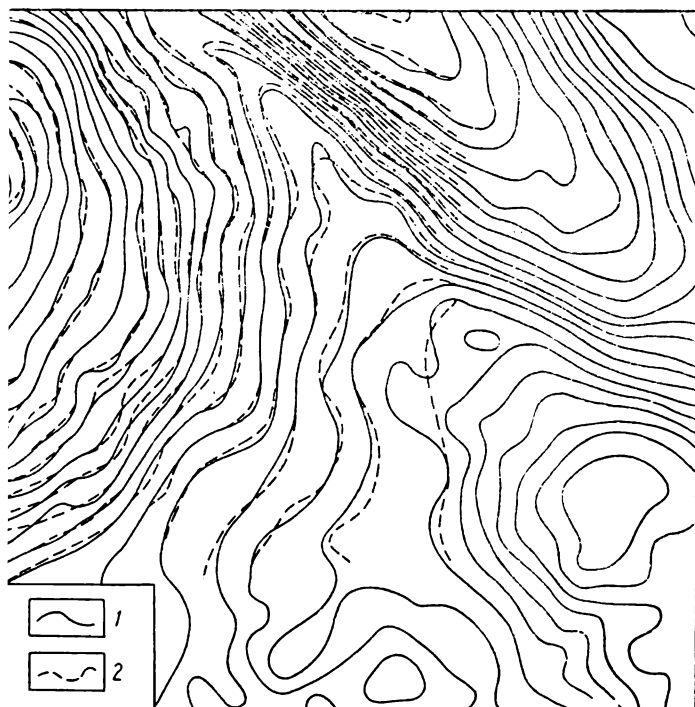


Рис. 120. Сравнение гравиметрических карт мелкого масштаба, построенных с помощью ЭВМ и ручным способом.

1 — изолинии при машинной интерполяции; 2 — изолинии при ручной интерполяции.

а случая различаются лишь конечным этапом, связанным с функцией электронной цифровой вычислительной машины.

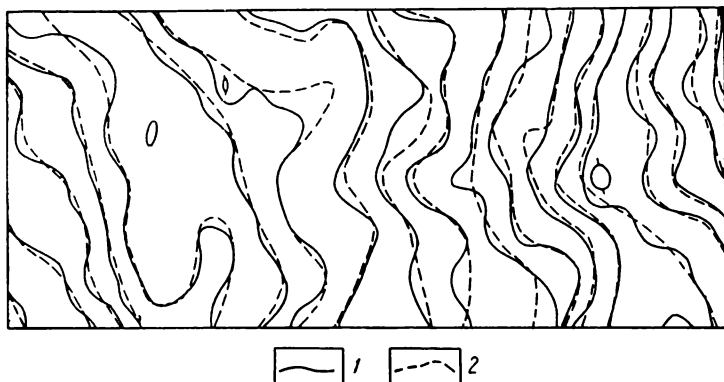
Полная последовательность работ, одинаковая в обоих случаях, состоит из следующих этапов.

1. Интерпретации аномалий по неравномерно расположенным в узлы равномерной сетки. Эта операция необходима, так как машина при переборке данных должна иметь опорную точку, а сеть гравиметрических пунктов обычно является н

мерной. Для решения этой задачи удобен метод параболической интерполяции. Дискретная система аномалий аппроксимируется поверхностью второго порядка — параболоидом

$$\Delta g = ax^2 + byx + cy^2 + dx + ey + f.$$

Коэффициенты уравнения параболоида находятся по методу наименьших квадратов. Для наиболее точного представления аномалий параболоид строится по некоторой ограниченной системе точек. Тем самым совокупность значений аномалий заменяется системой перекрывающихся элементарных параболоидов, образующих как бы чешуйки.



**Рис. 121.** Сравнение гравиметрических карт крупного масштаба, построенных с помощью ЭВМ и ручным способом.

1 — изолинии при машинной интерполяции; 2 — изолинии при ручной интерполяции.

Выполнив таким образом интерполяцию, машина определяет равномерное поле строго интерполированных значений аномалий.

2. Следующим шагом является вычисление координат точек со значением аномалии, равным выбранной изоаномале. Хотя опыт построения гравиметрических карт с помощью ЭВМ еще не велик, однако этот метод безусловно перспективен. В качестве примера на рис. 120 и 121 приведены гравиметрические карты мелкого и крупного масштабов, построенные с помощью расчетов на ЭВМ (по О. К. Литвиненко). На картах сплошными линиями проведены изоаномалы, полученные на машине, пунктиром даны изолинии, проведенные при построении карты ручным способом. Выделены также области съемок, имеющих пониженную плотность размещения пунктов (в рамках заданного критерия). На рисунке приведены также точки, отбракованные при построении карты в силу того, что они отклонились от среднего значения интерполированного поля

на величину, большую утроенной средней квадратической ошибки определения аномалии.

Сопоставление карт ручного и машинного построения показало общее совпадение рисовки аномалий ручным и машинным способами, однако машинная несколько более изрезанная, особенно в области небольших градиентов поля, что и следовало ожидать, так как машинный способ более формальный, а поэтому и более строгий.

## § 8. ВОЗМОЖНОСТЬ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ЭВМ ДЛЯ ИНТЕРПРЕТАЦИИ АНОМАЛИЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

**Разделение полей.** Оно может быть выполнено различными способами (см. гл. XIV). Часто применяется метод осреднения и снятия среднего фона с гравиметрической карты. С помощью электронных вычислительных машин можно решить задачу осреднения по определенной площади для каждой точки и получить поле остаточных аномалий. Здесь исходными данными будут координаты, аномалии гравиметрических точек и заданный радиус осреднения. Результат получается в виде остаточных аномалий для равномерной сети точек. ЭВМ позволяют легко решить и задачу построения гравитационного поля на разных уровнях, используя, например, преобразование Пуассона. Это преобразование, выраженное в интегральной форме, позволяет построить во всем внешнем пространстве непрерывную функцию, удовлетворяющую некоторым условиям и заданную на граничной поверхности. Для случая, когда граничная поверхность является плоскостью, интеграл Пуассона имеет вид

$$\Delta g(0, 0, z) = -\frac{z}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{\Delta g(x, y, 0)}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}} dx dy. \quad (\text{XVI.4})$$

Здесь под интегралом стоит значение аномалии силы тяжести, заданной на плоскости  $z = 0$ . Слева стоит функция, получаемая во внешнем пространстве на высоте  $z$ .

Для решения задачи на ЭВМ интеграл заменяется суммой конечных приращений и осуществляется суммирование значений подынтегрального выражения, представляющих собой влияния аномалий площадок разбиения. Таким же образом можно решить задачу построения пространственного распределения для производных потенциала более высоких порядков, например для  $W_{zz}$  или  $W_{zzz}$ .

Полученные с помощью интеграла Пуассона значения аномалий на высоте  $z$  представляют собой сглаженные аномалии. Выделение локальных аномалий производится вычитанием их из аномалий на высоте  $z = 0$

$$\Delta g_{\text{лок}} = \Delta g_z(x, y, 0) - \Delta g_z(x, y, z).$$

**Прямая задача гравитационной разведки.** Эта задача состоит в построении аномального поля, вызываемого различными телами как правильной, так и неправильной формы. Для некоторых тел правильной формы аномалии могут быть представлены аналитически в виде функции и тогда легко получить значение аномалий в каждой точке. Однако для некоторых тел даже правильной формы аналитическое выражение получается слишком сложным или даже не получается вовсе. Тем более для тел неправильной формы. В этих случаях приходится применять численный метод решения задачи. Исследуемое тело разбивается на элементы простой формы, например параллелепипеды, и вычисляется влияние каждого такого элемента. На этом основано решение прямой гравиметрической задачи с помощью палеток. Тем более этот способ применим для решения на ЭВМ. Существуют стандартные программы, реализующие вычисление притяжения тела сложной формы в соответствии с формулой

$$\Delta g(x, y, z) = \sum_{i=1}^m \Delta g_i, \quad (\text{XVI.5})$$

где  $\Delta g_i$  — притяжение элементарного параллелепипеда с номером  $i$ .

Притяжение единичного параллелепипеда вычисляется по формуле

$$\begin{aligned} \Delta g = -f\sigma \Big\{ & (\eta - y) \ln [(\xi - x) \cdot \sqrt{(\xi - x)^2 + (\eta - y)^2 + (\zeta - z)^2}] - \\ & - (\xi - x) \ln (\eta - y) \cdot \sqrt{(\xi - x)^2 + (\eta - y)^2 + (\zeta - z)^2} - \\ & - (\zeta - z) \operatorname{arctg} \frac{(\zeta - z) \cdot \sqrt{(\xi - x)^2 + (\eta - y)^2 + (\zeta - z)^2}}{(\xi - x)(\eta - y)} \Big\} \Big|_{\xi_1}^{\xi_2} \Big|_{\eta_1}^{\eta_2} \Big|_{\zeta_1}^{\zeta_2}, \quad (\text{XVI.6}) \end{aligned}$$

где

$$\operatorname{arctg} x = \begin{cases} \operatorname{arctg} x & x \geq 0 \\ \pi - \operatorname{arctg} x & x < 0. \end{cases}$$

Эти формулы служат основой для составления программы. Исходными данными являются координаты  $\xi$ ,  $\eta$ ,  $\zeta$  вершин призм, на которые разбивается тело, и плотность  $\sigma$ .

**Обратная задача гравитационной разведки.** Одним из комплексов задач, для решения которых принципиально важно использование ЭВМ, являются задачи нахождения элементов залегания тела: конфигурации, общей массы, координат центра тяжести. Эти задачи можно решать на машинах методом последовательных приближений. При заданном поле гравитационных аномалий могут быть вычислены параметры залегания тела.



Такие приближения могут быть проведены нужное число раз до удовлетворительного совпадения истинного и построенного полей, даже без выдачи в качестве результата промежуточных приближений.

В настоящее время имеется значительное количество типовых программ для решения на разных ЭВМ различных гравиметрических задач. Однако внедрение методов машинной обработки результатов гравиметрических наблюдений и их последующей интерпретации пока еще, можно считать, находится в начальной стадии. В ближайшие годы эти методы примут широкие масштабы и весьма расширят возможности гравитационной разведки.

### Список литературы

- А н д р е е в Б. А., К л у ш и н И. Г. Геологическое истолкование гравитационных аномалий. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Г р а ф А. Гравиметры. Принципы измерения, конструкция, техника измерения. М., Геодезиздат, 1961.
- Г р у ш и н с к и й Н. П. Введение в гравиметрию и гравитационную разведку. Изд-во МГУ, 1961.
- Г р у ш и н с к и й Н. П., Г р у ш и н с к и й А. Н. В мире сил тяготения. М., изд-во «Недра», 1971.
- В е с е л о в К. Е., С а г и т о в М. У. Гравиметрическая разведка. М., изд-во «Недра», 1968.
- Д ж е ф ф р и с Г. Земля, ее происхождение, история и строение. М., изд-во ИЛ, 1960.
- Л у к а в ч е н к о П. И. Гравиметрическая разведка на нефть и газ. М., Гостоптехиздат, 1956.
- Л ю с т и х Е. Н. Изостазия и изостатические гипотезы. Труды АН СССР, № 38 (165), 1957.
- М а г н и л к и й В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., изд-во «Недра», 1965.
- М а л о в и ч к о А. К. Основной курс гравиразведки. Изд. Пермского гос. ун-та, 1960.
- М п к о в Д. С. Атлас теоретических кривых для интерпретации магнитных и гравитационных аномалий. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- М у д р е ц о в а Е. А. Таблицы топографических и топографоизостатических поправок по гипотезе Пратта — Хейфорда. М., Геодезиздат, 1940.
- С а ж и н а Н. Б., Г р у ш и н с к и й Н. П. Гравитационная разведка. М., изд-во «Недра», 1966.
- С о р о к и н Л. В. Курс гравиметрии и гравиметрической разведки. М., Гостоптехиздат, 1951.
- Ш о к и н П. Ф. Гравиметрия. М., Геодезиздат, 1960.
- Ф е д ы н с к и й В. В. Разведочная геофизика. Геофизические методы исследования земной коры, поисков и разведки полезных ископаемых. Изд. второе. М., изд-во «Недра», 1967.
- У с п е н с к и й Д. Г. Гравиразведка. М., изд-во «Недра», 1968.

## О Г Л А В Л Е Н И Е

Стр.

Предисловие ко второму изданию . . . . .	3
Предисловие к первому изданию . . . . .	5

### Часть первая

#### Теоретические основы метода

Г л а в а I. Потенциал и сила тяжести . . . . .	9
§ 1. Закон всемирного тяготения . . . . .	9
§ 2. Сила тяжести . . . . .	12
§ 3. Потенциал силы тяжести. Уровненные поверхности . . . . .	14
§ 4. Вторые производные потенциала силы тяжести . . . . .	19
Г л а в а II. Нормальное гравитационное поле и фигура Земли . . . . .	22
§ 1. Геоид . . . . .	22
§ 2. Зависимость силы тяжести от широты для идеальной Земли. Теорема Клеро . . . . .	26
§ 3. Формулы нормального значения силы тяжести и основные черты фигуры Земли . . . . .	28
§ 4. Нормальные значения вторых производных потенциала силы тяжести . . . . .	34
§ 5. Изучение гравитационного поля и фигуры Земли при помощи искусственных спутников . . . . .	35
§ 6. Представление гравитационного поля Земли с помощью разложения по сферическим функциям . . . . .	38
§ 7. Аномалии силы тяжести . . . . .	42
Г л а в а III. Редукции силы тяжести . . . . .	44
§ 1. Смысл введения редукций . . . . .	44
§ 2. Редукция в свободном воздухе . . . . .	48
§ 3. Притяжение плоского слоя . . . . .	52
§ 4. Поправка за рельеф местности . . . . .	53
§ 5. Поправка Буге. Аномалия Буге . . . . .	55
§ 6. Редукция Прея. Изменение силы тяжести внутри Земли . . . . .	57
§ 7. Вычисление поправки за рельеф местности при помощи таблиц и номограмм . . . . .	60
§ 8. Учет поправки за рельеф местности по характерным точкам рельефа . . . . .	72
§ 9. Редукции силы тяжести и образование аномалий на море . . . . .	78

<b>Глава IV. Изменение силы тяжести во времени. Приливы . . . . .</b>	<b>85</b>
§ 1. Луно-солнечные возмущения силы тяжести . . . . .	85
§ 2. Элементарная теория статических приливов . . . . .	87
§ 3. Классификация приливных волн . . . . .	90
§ 4. Зависимость приливных деформаций Земли от ее упругости. Числа Лява . . . . .	91
§ 5. О вековых изменениях силы тяжести . . . . .	94

## Часть вторая

### Определение силы тяжести

<b>Глава V. Способы определения силы тяжести . . . . .</b>	<b>99</b>
§ 1. Маятниковый способ измерения силы тяжести . . . . .	99
§ 2. Способ определения силы тяжести по наблюдениям свободного падения тел . . . . .	102
§ 3. Способ определения силы тяжести методом взвешивания . . . . .	103
§ 4. Определение вторых производных потенциала силы тяжести	104
<b>Глава VI. Гравиметры . . . . .</b>	<b>106</b>
§ 1. Основы конструкции. Классификация гравиметров и их приме- нение . . . . .	106
§ 2. Учет и ослабление внешних влияний на показания гравиметров	113
§ 3. Основные типы гравиметров . . . . .	115
§ 4. Гравиметр кольцевой астазированной ГКА . . . . .	124
§ 5. Гравиметр-высотомер . . . . .	125
§ 6. Гравиметр астазированной кварцевый . . . . .	128
§ 7. Гравиметр широкодиапазонный металлический термостатиро- ванный ГМТ-1 . . . . .	138
§ 8. Гравиметр металлический термостатированный ГМТ-2 . . . . .	139
§ 9. Гравиметр Уорден . . . . .	140
§ 10. Гравиметры Норгард и СН-3 . . . . .	142
§ 11. Гравиметр Аэрогравиметрической экспедиции ГАЭ . . . . .	148
§ 12. Геодезический астазированной гравиметр ГАГ-2 . . . . .	149
§ 13. Гравиметр Аскания GS . . . . .	151
§ 14. Донные гравиметры . . . . .	154
§ 15. Перспективы развития гравиметрической аппаратуры . . . . .	156
<b>Глава VII. Техника наблюдений с гравиметрами . . . . .</b>	<b>158</b>
§ 1. Определение температурных коэффициентов . . . . .	158
§ 2. Определение зависимости отсчетов гравиметра от атмосферного давления . . . . .	164
§ 3. Эталонирование. Поверка линейности шкалы . . . . .	166
§ 4. Определение смещения нуля-пункта . . . . .	167
§ 5. Поверка и исправление установки уровней . . . . .	169
§ 6. Температурный режим прибора . . . . .	170
§ 7. Расчет диапазона измерений и перестройка диапазона у грави- метра . . . . .	172
§ 8. Перевозка гравиметра и наблюдения на пункте . . . . .	174
<b>Глава VIII. Гравитационные вариометры и градиентометры . . . . .</b>	<b>176</b>
§ 1. Принцип действия и основы теории гравитационных вариометров	176
§ 2. Гравитационный вариометр S-20 . . . . .	180
§ 3. Гравитационный вариометр E-60 . . . . .	184
§ 4. Обработка наблюдений с гравитационным вариометром . . . . .	185
§ 5. Учет топографии при работе с вариометрами . . . . .	188
§ 6. Определение постоянных гравитационного вариометра т. К, М, D	190
§ 7. Устройство и принцип работы гравитационного градиентометра	191
§ 8. Комбинированный вариометр БГ-63 . . . . .	193

§ 9. Методика работы и вычисление результатов наблюдений с гравитационным градиентометром . . . . .	194
§ 10. Применение гравитационных вариометров и градиентометров . . . . .	195
<b>Г л а в а IX. Гравиметрические измерения на море . . . . .</b>	<b>198</b>
§ 1. Теоретические основы метода . . . . .	198
§ 2. Принципиальные основы метода Веннинг-Мейнес маятниковых определений силы тяжести на море . . . . .	199
§ 3. Основные поправки при гравиметрических измерениях на море . . . . .	202
§ 4. Применение маятниковых приборов при морских измерениях силы тяжести . . . . .	208
§ 5. Применение гравиметров при морских измерениях силы тяжести . . . . .	209

### Часть третья

#### Методика гравиметрической съемки

<b>Г л а в а X. Мировая гравиметрическая сеть . . . . .</b>	<b>221</b>
§ 1. Состояние мировой гравиметрической съемки. Сеть исходных гравиметрических пунктов . . . . .	221
§ 2. Абсолютные определения силы тяжести . . . . .	224
<b>Г л а в а XI. Методика гравиметрической съемки и обработка результатов измерений . . . . .</b>	<b>228</b>
§ 1. Методика полевых определений силы тяжести с гравиметрами . . . . .	228
§ 2. Густота сети гравиметрических пунктов . . . . .	238
§ 3. Эталонирование . . . . .	242
§ 4. Уравнивание гравиметрических сетей . . . . .	248
§ 5. Методика составления гравиметрических карт . . . . .	263
§ 6. Задачи и условия применения подземной гравиметрической разведки . . . . .	270
§ 7. Методика подземной гравиметровой съемки . . . . .	272

### Часть четвертая

#### Геологическая интерпретация гравитационных аномалий

<b>Г л а в а XII. Внутреннее строение Земли. Теория изостазии . . . . .</b>	<b>279</b>
§ 1. Общие сведения . . . . .	279
§ 2. Представления о строении земной коры и методы определения ее мощности . . . . .	282
§ 3. О гипотезах происхождения и развития земной коры . . . . .	289
§ 4. Гипотеза континентального дрейфа . . . . .	289
§ 5. Теория изостазии . . . . .	292
§ 6. Изостатическая редукция . . . . .	296
<b>Г л а в а XIII. Основные понятия геологической интерпретации гравитационных полей . . . . .</b>	<b>299</b>
§ 1. Плотности пород . . . . .	299
§ 2. Тектоническое районирование по гравиметрическим данным . . . . .	302
§ 3. Сопоставление гравиметрических и магнитных карт . . . . .	307
§ 4. Интерпретация гравиметрических и магнитных данных на примере Тургайского прогиба . . . . .	310
§ 5. Поиски и разведка нефтегазовых структур . . . . .	314
§ 6. Поиски и разведка рудных и некоторых других месторождений . . . . .	320
<b>Г л а в а XIV. Разделение гравитационных полей . . . . .</b>	<b>325</b>
§ 1. Общие соображения о количественной интерпретации гравиметрических данных . . . . .	325

§ 2. Снятие регионального фона методом осреднения аномалий по карте . . . . .	327
§ 3. Разделение гравитационных полей методом осредненных градиентов . . . . .	330
§ 4. Выделение локальных аномалий методом пересчета аномалий силы тяжести в значения вторых производных потенциала по высоте . . . . .	334
§ 5. Расчет пространственного распределения аномалий силы тяжести . . . . .	337
§ 6. Метод аналитического продолжения полного вертикального градиента силы тяжести . . . . .	339

## Глава XV. Методы решения прямой и обратной задач гравитационной разведки . . . . . 346

§ 1. Гравитационное поле однородных тел, имеющих простейшую геометрическую форму . . . . .	346
§ 2. Гравитационное поле над шаром (обратная задача) . . . . .	347
§ 3. Гравитационное поле над вертикальным стержнем (обратная задача) . . . . .	350
§ 4. Гравитационное поле над горизонтальным стержнем и горизонтальным круговым цилиндром (обратная задача) . . . . .	352
§ 5. Гравитационное поле над горизонтальной полуплоскостью . . . . .	353
§ 6. Гравитационное поле над прямоугольным параллелепипедом . . . . .	355
§ 7. Гравитационное поле над вертикальным уступом и определение глубины залегания . . . . .	355
§ 8. Определение конфигурации возмущающего тела неправильной формы методом подбора. Применение палеток . . . . .	357
§ 9. Определение глубины поверхности раздела плотностей . . . . .	362
§ 10. Метод Тцубои, Томада и Аки определения глубины и поверхности раздела плотностей (плоская задача) . . . . .	363
§ 11. Оценка предельных глубин залегания аномального тела (метод Фишера) . . . . .	365

## Глава XVI. Использование электронных вычислительных машин в гравиразведке . . . . . 368

§ 1. Накопление гравиметрической информации и вопросы ее обработки . . . . .	368
§ 2. Принципы устройства ЭВМ и их работы . . . . .	369
§ 3. Понятие двоичной системы счисления и перевод из двоичной системы в десятичную и наоборот . . . . .	373
§ 4. Подготовка задач для ЭВМ и основы программирования . . . . .	375
§ 5. Обработка результатов гравиметрических съемок . . . . .	375
§ 6. Вычисление аномалий силы тяжести . . . . .	377
§ 7. Построение гравиметрических карт с помощью ЭВМ . . . . .	379
§ 8. Возможность использования ЭВМ для интерпретации аномалий силы тяжести . . . . .	382

Список литературы . . . . .	385
-----------------------------	-----

*Николай Пантелеймонович Грушинский*

*Наталья Борисовна Сажина*

**ГРАВИТАЦИОННАЯ РАЗВЕДКА**

Редактор издательства *Т. И. Борушко*

Техн. редактор *В. В. Соколова,*

*Л. Д. Агапонова*

Корректор *Л. В. Сметанина*

Сдано в набор 15/II 1972 г.

Подписано в печать 12/V 1972 г.

Т-04267. Формат 60 × 90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>.

Печ. л. 24,75 с вкл. Уч.-изд. л. 23,80.

Бумага № 2. Индекс 1--1--2.

Заказ 1521/3752--3.

Тираж 5000 экз. Цена 1 р. 00 к.

Издательство «Недра». Москва, К-12,

Третьяковский проезд, 1/19.

Ленинградская типография № 6

Главполиграфпрома Комитета по печати

при Совете Министров СССР.

Ул. Моисеенко, 10.

**Уважаемый товарищ!**  
**В издательстве «Недра»**  
**вышли в свет новые книги**

**КУНЩИКОВ Б. К., КУНЩИКОВА М. К. Общий курс геофизических методов поисков и разведки месторождений полезных ископаемых (практические и лабораторные работы). Учебное пособие. 25 л. 1 р. 02 к.**

В книге рассмотрены устройство основной аппаратуры по магниторазведке, гравиразведке, электроразведке, сейсморазведке, радиометрии, геофизическим методам исследования скважин, физико-химическим методам, подготовка этой аппаратуры к работе, методика и техника наблюдений и первичная обработка геофизических материалов.

Книга является первым учебным пособием по лабораторным и практическим работам по общему курсу геофизических методов поисков и разведки месторождений полезных ископаемых и предназначена для учащихся геологоразведочных техникумов. Она представляет интерес для инженерно-технических работников геофизических организаций.



**КУНИН Н. Я. Комплексирование геофизических методов при геологических исследованиях. 20 л. 2 р. 24 к.**

Эффективность геофизических исследований резко повышается при их комплексном проведении и интерпретации. Региональному комплексированию геофизических методов, позволяющему наиболее полно и экономично решать различные геологические задачи, посвящена данная монография. В ней рассмотрено комплексирование геофизических методов при региональных исследованиях платформ и геосинклинальных областей, при поисках и изучении нефтегазоперспективных структур, при геологическом картировании, гидрогеологических и инженерно-геологических исследованиях.

Книга рассчитана на инженеров и научных работников геологической и геофизической специальностей. Наибольший интерес она представит для специалистов, занимающихся геологической интерпретацией геофизических данных.



**МАЛОВИЧКО А. К., ТАРУНИНА О. Л.** Высшие производные гравитационного потенциала и их применение при геологической интерпретации аномалий. 12 л. 1 р. 20 к.

В книге рассмотрены вопросы вычисления и применения в гравиразведке и других методах разведочной геофизики высших производных, получаемых методами численного дифференцирования. При анализе и сравнительной оценке различных способов вычисления и применения высших производных учтены как аналитические достоинства формул, так и показатели об искажающем действии их и чувствительности к случайным ошибкам; исследованы факторы и условия, обеспечивающие достоверность вычисленных значений. В систематическом виде рассмотрено приложение высших производных к решению задач по обработке и интерпретации гравитационных аномалий и кратко охарактеризованы направления целесообразных применений этих производных в магниторазведке, электроразведке и сейсморазведке.

Книга рассчитана на геофизиков научно-исследовательских и производственных организаций, а также преподавателей вузов.



**УШАКОВ С. А., КРАСС С. М.** Сила тяжести и вопросы механики недр земли. 12 л. 1 р. 36 к.

В книге приведены геологические и геофизические факты, свидетельствующие о наличии вязких свойств земных недр при длительном действии возмущающих сил, описана природа вязких свойств, связь их с пластичностью, разрывами и глубинными разломами в земной коре. Рассмотрены эти вопросы в связи с проблемами глубинной тектоники недр и с поведением вещества земной коры при бурении сверхглубоких скважин. Описаны геофизические методы изучения деформаций, происходящих в недрах Земли, и их связь с изменением плотности, с разломами: показана связь сейсмической активности с аномальным гравитационным полем: освещены вопросы динамики земной коры и верхней мантии в зонах перехода от континентов к океану в связи с развитием условий, благоприятных для накопления осадочных пород в пределах шельфа, и в связи с нефтегазоносностью шельфовых зон.

Книга рассчитана на геологов и геофизиков, занимающихся изучением строения глубинных недр земной коры и вопросами нефтегазоносности.

*Покупайте эти книги в местных магазинах Книготорга!*

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕ ДРА»