

Глава 2 ГРАВИРАЗВЕДКА

Гравиметрическая или гравитационная разведка (сокращенно гравirazведка) — это геофизический метод исследования строения литосферы, поисков и разведки полезных ископаемых, базирующийся на изучении гравитационного поля Земли. Основным измеряемым параметром этого метода является ускорение свободного падения.

Хотя поле силы тяжести ученые изучают давно, например, Г. Галилей в 1590 г. первый получил ускорение свободного падения, наблюдая за падением тел, а М. В. Ломоносов разработал для его измерения идеи пружинного и газового гравиметров, однако лишь в 30—40-х годах XX столетия необходимая точность измерений была технически реализована в гравиметрах, маятниковых приборах, а также вариометрах и градиентометрах. Эти приборы предназначены для измерения ускорения свободного падения и его градиентов.

При измерении параметров гравитационного поля в воздухе, на земной поверхности, акваториях морей и океанов наблюдают их изменения, обусловленные в основном двумя причинами. Во-первых, планетарными особенностями Земли (скорость вращения, масса, форма поверхности, внутреннее строение), создающими плавно изменяющееся поле, называемое *нормальным*. Во-вторых, различием плотности горных пород и руд, связанным с плотностными неоднородностями среды, образующими *аномальное поле* силы тяжести. В задачи гравirazведки входят измерения значений параметров поля силы тяжести, выделение аномальных составляющих гравитационного поля и их геологическая интерпретация.

От других геофизических методов гравirazведка отличается сравнительно большой производительностью полевых наблюдений и успешно применяется при решении самых различных геологических задач с глубиной исследований от нескольких метров (при разведке окрестностей горных выработок) до десятков километров (при определении мощности земной коры и литосферы).

По изучаемым объектам (геологическим структурам) гравirazведка тесно связана с геологией и другими геофизическими методами, а используемые измерительные приборы, методы выделения и интерпретации аномалий опираются на достижения физико-математических наук.

2.1 Основы теории и гравirazведки

2.1.1 Сила тяжести и ускорение свободного падения

Согласно закону всемирного тяготения все тела притягиваются друг к другу с силой, пропорциональной их массе и обратно пропорциональной квадрату расстояния между ними. Для точечных масс, т.е. для масс, сосредоточенных в бесконечно малом объеме, закон всемирного тяготения Ньютона можно записать в виде

$$F = G \cdot \frac{m_1 \cdot m_2}{r^2}, \quad (2.1)$$

где F —сила притяжения; m_1, m_2 — взаимодействующие массы; r — расстояние между их центрами; G — коэффициент пропорциональности, называемый гравитационной постоянной; в СИ $G = 6,67 \cdot 10^{-11} \text{ м}^3 \text{ кг}^{-1} \text{ с}^{-2}$. Если силу притяжения отнести к единичной массе $m_1 = 1$, то точечная масса $m_2 = m$ будет притягивать эту единичную массу с силой

$$g_1 = G \cdot \frac{m}{r^2}, \quad (2.2)$$

равной **ускорению силы притяжения**.

В случае притяжения единичной массы массой, состоящей из n отдельных точек, ускорение силы притяжения принимает вид

$$g'_n = G \cdot \sum_{i=1}^n \frac{m_i}{r_i^2}, \quad (2.3)$$

При непрерывном распределении масс сумма должна быть заменена интегралом по всему занимаемому массами объему V

$$g'_V = G \cdot \int_V \frac{dm}{r^2}. \quad (2.4)$$

В теории притяжения доказано, что однородная сферическая масса притягивает другую массу с силой, равной силе, развиваемой точечной массой, равной массе всего шара и сосредоточенной в его центре. Поэтому, представляя Землю в виде шара, в первом приближении ускорение силы притяжения Земли

$$g' = G \cdot \frac{M}{R^2},$$

где M — масса Земли; R — средний радиус Земли, если притягиваемая точка находится на ее поверхности (рис.2.1).

Кроме силы притяжения на массу m действует центробежная сила, возникающая вследствие суточного вращения Земли вокруг своей оси. Эта сила пропорциональна радиусу вращения ρ и квадрату угловой скорости ω :

$$P = \rho \cdot \omega^2 \cdot m \quad (2.6)$$

Относя ее к единичной массе, получаем ускорение центробежной силы, направленное по радиусу вращения от оси вращения,

$$p = \rho \cdot \omega^2 \quad (2.7)$$

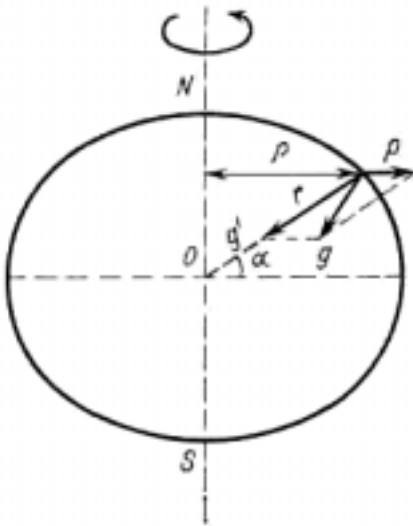


Рис.2.1 Сила тяжести и ее составляющие

Отношение максимального значения ускорения центробежной силы (на экваторе) к минимальному значению ускорения притяжения составляет 1/288, т.е. основной вклад в структуру гравитационного поля Земли вносит ускорение притяжения, поэтому можно считать $g = g'$.

Таким образом, равнодействующая ускорений притяжения g' и центробежной силы p есть ускорение свободного падения в данной точке земной поверхности g . Единицей ускорения свободного падения в СИ является метр на секунду в квадрате. В гравиразведке используют более мелкую единицу — $10^{-5} \text{ м/с}^2 = 10^{-3} \text{ см/с}^2 = 1 \text{ мГал}$, которая получила свое название в честь знаменитого итальянского ученого Галилео Галилея. У поверхности Земли g изменяется от 9,780

м/с^2 на экваторе до 9,825 м/с^2 на полюсах при среднем значении 9,810 м/с^2 . Наблюдаемое уменьшение g от полюсов к экватору объясняют, с одной стороны, возрастанием ускорения центробежной силы, а с другой, — увеличением радиуса Земли примерно на 21 км, т. е. сплюснутостью Земли по оси вращения.

2.1.2 Потенциал свободного падения и его производные

Гравитационное поле Земли относится к классу потенциальных полей, т. е. таких, когда каждой точке пространства вокруг Земли (вне притягиваемых масс) можно поставить в соответствие некоторую непрерывную и имеющую непрерывные производные функцию. Производные этой функции по направлениям, кроме того, равняются проекциям силы тяжести на эти направления. Такую функцию называют **гравитационным потенциалом** W . Чтобы эта функция удовлетворяла определению потенциала и выражениям (2.4) и (2.7), ее принимают следующей:

$$W = G \cdot \int_v \frac{dm}{r} + \frac{\omega^2}{2} \rho^2. \quad (2.8)$$

Из определения потенциала вытекает, что

$$\frac{\partial W}{\partial s} = g \cdot \cos(g, s) = g_s \quad (2.9)$$

Следовательно, математически введенное понятие потенциала приобретает физическую сущность, так как приращение потенциала dW —это работа по перемещению материальной точки на расстояние ds . При перемещении точки в направлении, перпендикулярном к направлению силы тяжести, $\cos(g, s)=0$ и $dW=0$. После интегрирования получаем

$$W = const. \quad (2.10)$$

Так как W является функцией координат x , y и r , полученное равенство есть уравнение некоторой поверхности, обладающей следующим свойством: в любой ее точке сила тяжести направлена перпендикулярно к ней. Такая поверхность называется **уровенной** или **эквипотенциальной поверхностью**. Различные значения $const$ в уравнении (2.10) соответствуют различным уровенным поверхностям. Уровенную поверхность, совпадающую со свободной невозмущенной поверхностью воды земных океанов, называют геоидом. Геоид по форме очень близок к эллипсоиду вращения с весьма малым ($1/297$ — $1/298,8$) коэффициентом сжатия. Представляя форму Земли в виде эллипсоида вращения малого сжатия, по теореме Клеро определяют теоретическое, **нормальное значение** ускорения силы тяжести γ_0 , которое в зависимости от широты наблюдения φ принято выражать формулой

$$\gamma_0 = g_{норм} = g_э (1 + 0,005302 \cdot \sin^2 \varphi - 0,000007 \cdot \sin^2 2\varphi) \quad (2.11)$$

где $g_э$ — среднее значение поля на экваторе Земли.

Это выражение позволяет рассчитать γ_0 на поверхности геоида для любой точки наблюдения с известной широтой в предположении однородности внутреннего строения Земли и отсутствия какого-либо нарушения идеальной (сферической) формы поверхности Земли.

Из выражения (2.9) следует, что производная потенциала по отвесной линии есть полная составляющая силы тяжести:

$$\frac{\partial W}{\partial z} = g_z = g. \quad (2.12)$$

Если выбрать прямоугольную систему координат, при которой ось Z направлена вертикально вниз, а ось X по меридиану, то, дифференцируя выражение (2.12) по направлениям x , y и z , получаем

$$\frac{\partial g}{\partial x} = \frac{\partial^2 W}{\partial x \partial z} = W_{xz}, \quad \frac{\partial g}{\partial y} = \frac{\partial^2 W}{\partial y \partial z} = W_{yz}, \quad \frac{\partial g}{\partial z} = \frac{\partial^2 W}{\partial z^2} = W_{zz} \quad (2.13)$$

Этими формулами определяются скорости изменения или **градиенты** g вдоль определенных направлений x , y и z . Существуют также и другие вторые производные потенциала:

$$W_{xx} = \frac{\partial^2 W}{\partial x^2}, \quad W_{yy} = \frac{\partial^2 W}{\partial y^2}, \quad W_{xy} = \frac{\partial^2 W}{\partial x \partial y}. \quad (2.14)$$

С помощью вторых производных (2.14) можно установить форму уровенной поверхности (геоида), изучаемой в геодезической гравиметрии.

Размерность вторых производных потенциала силы тяжести определяется отношением приращения силы тяжести к расстоянию, т. е. $[m \cdot c^{-2} \cdot m^{-1}] = [c^{-2}]$. В качестве практической единицы измерения вторых производных в гравиразведке принята величина $10^{-9} c^{-2}$, получившая название этвеша (Э) и соответствующая изменению силы тяжести $0,1 \cdot 10^{-5} m \cdot c^{-2}$ или 0,1 мГал на 1 км. Для усредненных параметров Земли в зависимости от широты точки наблюдения по специальным формулам рассчитывают нормальные значения вторых производных потенциала силы тяжести.

2.1.3 Аномалии и редукции силы тяжести

Отклонение наблюдаемого значения $g_{набл}$ от нормального поля, теоретически рассчитанного для этой же точки, например, по формуле (2.11), называют аномалией силы тяжести или аномалией ускорения свободного падения (аномальным полем силы тяжести) Δg :

$$\Delta g = g_{набл} - \gamma_0. \quad (2.15)$$

Для соблюдения корректности этой операции необходимо, чтобы нормальное поле соответствовало уровню (высоте) и условиям наблюдения. Поэтому в наблюдаемые значения силы тяжести вводят **поправки или редукции**, снимающие эти расхождения и приводящие наблюдаемые и теоретические значения к одной поверхности. Существует три основные редукции. Поправка за свободный воздух (за высоту или поправка Фая) учитывает разницу в уровне наблюдения и уровне геоида и рассчитывается по формуле (в мГал)

$$\delta g_{св.возд} = 0,3086h, \quad (2.16)$$

где h — высота точки наблюдения над уровнем моря, m .

Поправку за свободный воздух вводят в $g_{набл}$ со знаком плюс, если наблюдения проводят над уровнем моря, и со знаком минус, если ниже. При погрешности относительных гравиметрических измерений $\pm 0,01$ мГал разница в высотах должна быть известна с погрешностью не более 4 см. Аномалию Δg_{ϕ} , полученную с учетом различия высот точек наблюдения, называют аномалией Фая:

$$\Delta g_{\phi} = g_{НАБЛ} - \gamma_0 + \delta g_{св.возд}. \quad (2.17)$$

Ее в основном используют в геодезической гравиметрии, а также при оценке геодинамического состояния земной коры и литосферы.

При наземных съемках на участках, приподнятых по отношению к уровню геоида, между поверхностью наблюдения и геоидом располагаются массы горных пород, которые при введении поправки за свободный воздух смещаются на величину h и накладываются на нижележащие массы, создавая как бы двойной плотностной эффект. Для исключения влияния масс, расположенных между поверхностью наблюдения и геоидом, вводят поправку за промежуточный слой - **поправку Буге** - δg_B . Для выров-

ненного спокойного рельефа поверхности наблюдения, когда массы промежуточного слоя можно представить в виде плоскопараллельного горизонтального слоя мощностью h , эту поправку вычисляют по формуле (в мГал)

$$\delta g_B = -0,0418 \sigma h, \quad (2.18)$$

где σ — средняя плотность пород промежуточного слоя.

При превышениях высоты точки наблюдения над уровнем моря поправку δg_B вводят в наблюдаемые значения силы тяжести со знаком минус.

Если отклонения рельефа местности в районе наблюдения значительны (горные районы, переходные и рифтовые зоны и др.), то поправка за промежуточный слой должна учитывать влияние масс рельефа, окружающего точку наблюдения, т. е. масс, заключенных между уровенной поверхностью, проходящей через точку наблюдения (в ее ближайших окрестностях эта поверхность горизонтальна), и физической поверхностью. Массы рельефа, залегающие над этой горизонтальной поверхностью, создают вертикальную составляющую силы тяжести, направленную вверх, т. е. уменьшающую наблюдаемое значение. При опускании физической поверхности ниже горизонтальной создается недостаток масс рельефа (вместо горных пород нормальной плотности находится воздух), что также ведет к занижению наблюдаемых значений силы тяжести. Поэтому поправку за рельеф δg_P всегда вводят в $g_{набл}$ со знаком плюс. Полная поправка за промежуточный слой

$$\delta g_B = -0,0418 \sigma h + \delta g_P. \quad (2.19)$$

В зависимости от точности наблюдений используют топографические карты различного масштаба, с помощью которых определяют влияние масс рельефа в области радиусом от точки наблюдения до 200 км и более. Причем для близко расположенных к точке наблюдения участков необходимы более точные карты рельефа местности.

Аномалия Буге Δg_B представляет собой разность наблюдаемого и теоретического полей силы тяжести при введении соответствующих поправок:

$$\Delta g_B = g_{набл} - \gamma_0 + \delta g_{св.возд} + \delta g_B, \quad (2.20)$$

где γ_0 , $\Delta g_{св.возд}$, Δg_B определяют по формулам (2.11), (2.16) и (2.19).

Обычно в качестве начального значения плотности промежуточного слоя при расчете аномалий Буге выбирают значение $2,67 \text{ г/см}^3$ — среднюю плотность горных пород земной коры. Для осадочных бассейнов она может составлять $2,3 \text{ г/см}^3$.

При высокоточных гравиметрических съемках необходимо вводить поправки за лунно-солнечные возмущения силы тяжести, связанные с различным расположением Солнца и Луны по отношению к точке наблюдения и достигающие $0,3 \text{ мГал}$.

Аномалия Буге представляет собой основной первичный гравиметрический материал при геологическом истолковании поля силы тяжести Земли, отражая главным образом влияние плотностных неоднородностей литосферы. Надо отметить, что в аномалию Буге входят и аномалии от глубинных плотностных границ, вплоть до внешней границы ядра Земли.

2.1.4 Плотность горных пород

Для истолкования результатов гравиразведки необходимо знать плотность горных пород σ , поскольку это единственный физический параметр, на котором базируется гравиразведка. Плотностью породы называют массу единицы объема породы: $\sigma = m/V$.

Плотность в СИ имеет размерность килограмм на кубический метр, но часто используют более привычную единицу — грамм на кубический сантиметр. Обычно измеряют плотность образцов, взятых из естественных обнажений, скважин и горных выра-

боток. Самый простой способ определения плотности образца состоит в его взвешивании в воздухе и в воде. На этом принципе построен денситометр — прибор, позволяющий определять σ с погрешностью $0,01 \text{ г/см}^3$. Но наиболее надежные и правильные данные о плотности горных пород получают при измерениях в естественных условиях залегания, для чего используют гамма-гамма- или мюонный методы. При измерении плотности на образцах необходима достаточно представительная коллекция, содержащая не менее 50 образцов каждого литологического комплекса. Это требование обеспечивает исключение случайных ошибок, связанных с отбором образцов из обнажения или керна. По многократным измерениям плотности образцов одного и того же литологического комплекса строят вариационную кривую или график зависимости значений σ от числа образцов, обладающих данной плотностью. Максимум этой кривой характеризует наиболее вероятное значение плотности для данной породы.

Плотность горных пород и руд главным образом зависит от химико-минерального состава и пористости. Плотность изверженных и метаморфических пород определяется в основном минеральным составом и увеличивается при переходе от пород кислых к основным и ультраосновным в соответствии с увеличением железосодержащих минералов. Для осадочных пород плотность определяется прежде всего пористостью, водонасыщенностью и в меньшей степени минералогическим составом. Некоторые значения плотности приведены в табл. 1.

Таблица 1. Плотность некоторых веществ, основных пород, минералов и оболочек Земли

<i>Вещество, порода, минерал</i>	$\sigma, \text{ г/см}^3$	<i>Вещество, порода, минерал</i>	$\sigma, \text{ г/см}^3$
Нефть	0,8—1,0	Габбро	2,8—3,1
Вода	1,0	Базальт	2,7—3,2
Уголь	1,1—1,4	Перидотит	2,8—3,4
Почва	1,13—2,0	Эклогит	3,35—4,2
Песок	1,4—1,7	Медный колчедан	4,1—4,3
Глина	2,0—2,2	Магнетит, гематит	4,9— 5,2
Песчаник	1,8—2,8	Верхняя часть земной коры (средняя)	2,67
Известняк	2,3—3,0	Земля (средняя)	5,52
Гранит	2,4—3,0	Ядро Земли	12,0
Гнейс	2,6—2,8		

Из теории аномального гравитационного поля следует, что изменение (аномалия) силы тяжести обусловлено размерами и формой возмущающего геологического объекта, его глубиной залегания и величиной так называемой избыточной или эффективной плотности $\Delta\sigma$, представляющей собой разность плотности пород аномалообразующего объекта (структуры) и вмещающих пород: $\Delta\sigma = \sigma_{стр} - \sigma_{вм}$.

В зависимости от геологической обстановки избыточная плотность $\Delta\sigma$ обычно изменяется в пределах нескольких десятых грамма на кубический сантиметр и имеет различный знак. Например, разница значений плотности между кристаллическим фундаментом и осадочным комплексом и соответствующий перепад плотности на границе поверхности фундамента составляет $0,1—0,3 \text{ г/см}^3$. Примерно такие же значения избыточной плотности наблюдаются и при внедрении интрузий основного состава в осадочный чехол. Одна из самых резких плотностных границ находится между земной корой и мантией (граница Мохоровичича), где фиксируется перепад плотности $0,3 — 0,6 \text{ г/см}^3$. Избыточная плотность соленосных пород по отношению к вмещающим осадочным породам составляет около $- 0,2 \text{ г/см}^3$, что предопределяет возникновение над соляными куполами отрицательных аномалий силы тяжести.

Теоретически и практически интенсивность аномалий силы тяжести Δg_B от геологических объектов составляет от долей до первых десятков миллигал, что составляет 10^{-5} — 10^{-7} от силы притяжения Земли. Поэтому в гравиразведке для выявления таких тонких гравитационных эффектов от геологических структур разработана специальная высокочувствительная аппаратура и методика полевых работ.

2.2 Аппаратура для гравиразведки

2.2.1 Принципы измерения силы тяжести

Для измерения силы тяжести можно использовать любые физические явления, которые зависят от нее: качание маятника, растяжение пружин с грузом, падение тел в пустоте. Методы измерения силы тяжести подразделяют на динамические, в которых наблюдают движение груза в поле тяжести, и статические, в которых измеряют растяжение упругого элемента с грузом. Определения могут быть *абсолютными* и *относительными*. К абсолютным относятся такие методы, в которых на каждой точке получают абсолютное, полное значение $g_{набл}$. К относительным методам относят методы, в которых на каждой точке определяют приращения или разности по отношению к некоторой исходной точке $\Delta g_{набл}$. В гравиразведке для абсолютных измерений используют маятниковые приборы, а для относительных — маятниковые приборы и гравиметры.

2.2.2 Маятниковые приборы

Маятниковые методы основаны на измерении периода колебания маятника. Формула для расчета полупериода, т. е. времени T , необходимого для прохождения маятника от одного крайнего положения до другого, имеет вид

$$T = \pi \cdot \sqrt{\frac{l}{g} \left[1 + \left(\frac{l}{2} \right)^2 \sin^2 \frac{\alpha}{2} + \left(\frac{l \cdot 3}{2 \cdot 4} \right)^2 \sin^4 \frac{\alpha}{4} + \dots \right]} \quad (2.21)$$

где l — длина маятника; α — угол отклонения. Измерив T , l и α , можно рассчитать g . При малых α ($< 30^\circ$) $T \cong \pi \sqrt{l/g}$.

Сложность и громоздкость абсолютных определений g заключается в том, что период колебаний необходимо измерять с погрешностью до 10^{-7} с, а длину маятника — с погрешностью до 0,001 мм. Абсолютные измерения обычно проводят лишь на обсерваториях и некоторых опорных пунктах высшего класса.

Несколько проще с помощью маятниковых приборов проводить относительные измерения силы тяжести. При этом измеряют полупериод колебаний маятника на опорном пункте $T_0 \cong \pi \sqrt{l/g_0}$, а затем на всех остальных пунктах наблюдений $T_i \cong \pi \sqrt{l/g_i}$. Далее по формуле $g_i = g_0 (T_0 / T_i)^2$ рассчитывают g_i во всех пунктах, если известно абсолютное значение g_0 на опорном пункте. При относительных измерениях нет необходимости определять длину маятника, что облегчает процесс наблюдения. В маятниковых приборах часто на одном штативе устанавливают несколько (два — шесть) маятников, что позволяет уменьшить погрешность измерения, а главное, при регистрации разностных колебаний каждой пары маятников появляется возможность наблюдения на движущемся основании, например, на корабле при гравиметрических съемках акваторий морей и океанов.

На погрешность измерения маятниковых приборов влияют различные факторы: температура, плотность и влажность воздуха, колебание штатива, электрические и маг-

нитные поля, изменение длины маятника и др., эффекты от которых учитывают либо с помощью введения соответствующих поправок, либо путем применения специальных методических приемов наблюдений. Например, с течением времени изменяются внутренние характеристики маятниковых приборов, что приводит к дрейфу или смещению нуля прибора, т.е. изменению показаний со временем. Отличительной чертой маятниковых приборов является относительно малое и плавное сползание нуля, достигающее нескольких миллигал в месяц. Поэтому, несмотря на громоздкость конструкции и длительность наблюдения в каждой точке (несколько часов), маятниковые приборы применяют при гравиметрических съемках для создания опорных морских гравиметрических сетей, организации полигонов для эталонирования гравиметров и т. д.

Погрешность абсолютных измерений силы тяжести с помощью маятниковых приборов на обсерваториях может быть доведена до 1—3 мГал, при наземных относительных исследованиях — до 0,1 мГал, при работах на подводных лодках — до 1—3 мГал, при съемках на поверхности моря — до 5—10 мГал.

2.2.3 Гравиметры

В практике гравиразведки широкое применение получил относительный способ измерения силы тяжести, т. е. измерения приращений в двух точках с помощью гравиметров — приборов, в которых сила тяжести сравнивается с силой деформации упругих материалов. Большинство гравиметров построено по принципу пружинных весов, где в качестве уравнивающей силы используют силу кручения горизонтальной нити, на которой укреплен рычаг - маятник с массой m (рис. 2.2). В точке наблюдения момент силы тяжести уравнивается моментом сил кручения, рычаг отклоняется от горизонта на угол φ и при определенных условиях основное уравнение равновесия упругой системы будет иметь вид (без учета пружин 5 и 6)

$$m \cdot g \cdot l \cdot \cos \varphi = \tau(\alpha_0 + \varphi) - k \cdot r \cdot \cos(\beta - \varphi), \quad (2.22)$$

где l — длина рычага; τ — крутильная жесткость его нитей подвеса; α_0 — начальный угол закручивания нитей; k — коэффициент линейной жесткости главной пружины; r — длина рычага крепления главной пружины; β — угол между рычагами.

Из этого уравнения получается зависимость между изменением угла наклона рычага $\Delta\varphi$ и пропорциональных изменений отсчетов по шкале микрометрического винта гравиметра Δn и приращением Δg :

$$\Delta g = C' \Delta\varphi = C \Delta n \quad (2.23)$$

где C' , C — цены деления гравиметра.

Для повышения чувствительности гравиметра при малых изменениях Δg используют *астазирование*, т. е. применение упруго-возбужденной системы, состоящей из дополнительного рычага и главной пружины 4, которые приводят к увеличению угла наклона φ за счет неустойчивого равновесия (см. рис.2.2).

При измерении силы тяжести используют компенсационный метод, отсчета, при котором микрометрическим винтом меняют натяжение измерительной пружины 5 таким образом, чтобы привести рычаг-маятник 3 в горизонтальное положение. Число оборотов микрометрического винта Δn определяют по специальной шкале с помощью оптической системы. С помощью диапазонного винта и соответствующей пружины 6 перестраивают диапазон прибора, что позволяет расширить интервал измерения в 10 раз и более.

Чувствительная система основных отечественных гравиметров ГНУК-А, В, С, ГНШК -А, В, С и других выполнена из плавленого кварца, хотя некоторые, в основном зарубежные, гравиметры имеют металлическую пружину.

Материал пружин подбирают таким, чтобы колебания температуры и другие факторы сказывались наименьшим образом на величине отсчета. Несмотря на специально

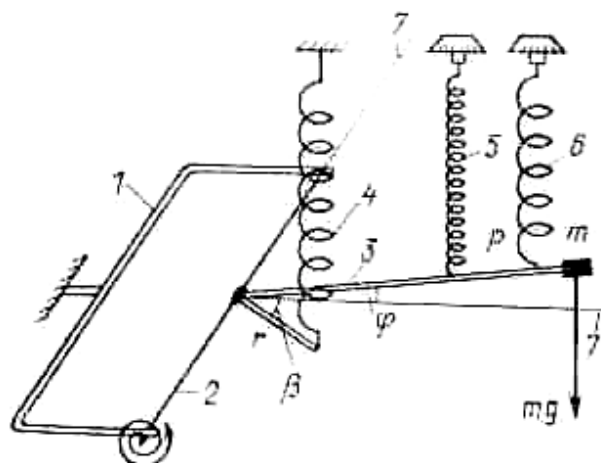


Рис. 2.2 Принципиальная схема чувствительной системы гравиметра.

1 — рамка; 2 — упругая нить; 3 — рычаг с грузиком; 4 — главная пружина; 5 — измерительная пружина; 6 — диапазонная пружина; 7 — линия горизонта

принимаемые меры по термостатированию чувствительной системы (помещение ее в сосуд Дюара, изоляция от внешней среды и т. д.), влияние внешних факторов, как и внутренние процессы в упругих элементах системы, приводит к изменению показаний прибора во времени. Поэтому все гравиметры характеризуются дрейфом, или смещением нуля-пункта прибора, который достигает нескольких миллигал в сутки.

Время установки и измерения с помощью гравиметра при наземной съемке составляет 2—5 мин. Погрешность измерений Δg разными типами гравиметров составляет 0,01—0,5 мГал.

Для изучения силы тяжести на море применяют сильнозатухающий морской набортный гравиметр (например, ГМН), в котором кварцевую астазированную систему помещают в жидкость с повышенной вязкостью. Высокочастотные изменения Δg , связанные с качанием подвижного основания, отфильтровывают путем взятия среднего отсчета за интервал времени t . Существуют также гравиметры для аэрогравиразведки и измерений силы тяжести по стволу скважины.

2.2.4 Вариометры и градиентометры

Для измерения вторых производных гравитационного потенциала служат **гравитационные вариометры** I рода, регистрирующие W_A и W_{XY} , II рода (W_{XZ} , W_{YZ} , W_A , W_{XY}) и **градиентометры**, позволяющие определять W_{XZ} и W_{YZ} . Основным чувствительным элементом вариометров и градиентометров служат крутильные весы, представляющие собой коромысло с равными грузами на концах, подвешенное на упругой нити (рис.2.3). Под воздействием неравномерного поля тяготения, обусловленного наличием близко расположенных аномальных по плотности геологических объектов, на них действуют различные по величине составляющие поля силы тяжести. Вследствие этого коромысло поворачивается на угол, пропорциональный степени изменения силы тяжести вдоль направления этих составляющих. Для определения различных вторых производных гравитационного потенциала чувствительную систему устанавливают по нескольким (трем — пяти) азимутам.

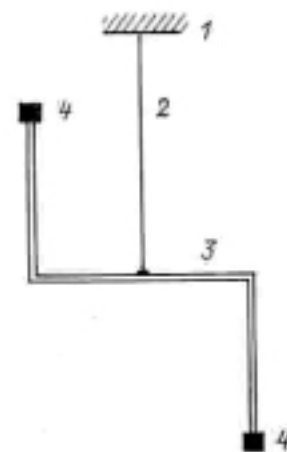


Рис.2.3. Чувствительная система вариометра.

1 — корпус прибора; 2 — упругая нить; 3 — коромысло; 4 — грузики

В градиентометрах отсчеты проводят визуально, и они делятся на каждой точке не более 15 мин. В вариометрах отклонение коромысла автоматически фикс-

сируется для дальнейшей обработки, а замеры в разных азимутах выполняются в течение 30—60 мин на каждой точке.

2.3 Методика гравиразведки

Под методикой гравиразведки понимают выбор метода и аппаратуры, осуществление комплекса мер и операций для изучения поля силы тяжести с такой кондицией, которая обеспечила бы выявление ожидаемых аномалий и решение поставленной геологической задачи. Основным в методике гравиразведки является выбор метода и аппаратуры; характера, вида съемки и системы наблюдений; погрешности съемки и правила обхода точек наблюдений; первичной обработки материала и форм его представления.

По технологии работ и типу носителя аппаратуры гравиразведку подразделяют на полевые (наземные), морские, воздушные, подземные и скважинные гравиметровые, а также вариометрические наблюдения.

По решаемым геологическим задачам и масштабу съемок различают региональную гравиразведку, проводимую на суше и море в масштабах 1:200000 и мельче, предназначенную для получения сведений о глубинном строении крупных территорий, и детальную (поисково-разведочную), выполняемую в масштабах от 1:100000 до 1:10000, направленную на выявление структур, перспективных на те или иные полезные ископаемые, поиск и разведку месторождений.

2.3.1 Полевая гравиметрическая съемка

Основным методом гравиразведки является полевая (наземная, сухопутная) гравиметровая съемка, проводимая с помощью разного рода гравиметров (см. п. 2.2). По-

левые гравиметровые съемки бывают пешеходными и автомобильными, изредка используется авиотранспорт. В зависимости от масштаба съемки и способа транспортировки гравиметров наблюдения выполняют в нескольких десятках пунктов за смену.

Выбор характера, вида съемки и системы наблюдений. По характеру расположения точек наблюдения на исследуемой площади гравиметрическая съемка может быть профильной (маршрутной) и площадной. Маршрутную съемку выполняют по отдельным профилям (маршрутам), которые задают вкрест предполагаемого простирания структур. Ее применяют при рекогносцировочных, поисковых работах и при обработке интерпретационных профилей.

Основным видом гравиметрических съемок является площадная съемка, при которой весь район исследований более или менее равномерно покрывают гравиметровыми наблюдениями. Точки наблюдения при этом задают обычно по системе профилей, которые, как правило, должны быть прямолинейными, ориентированными

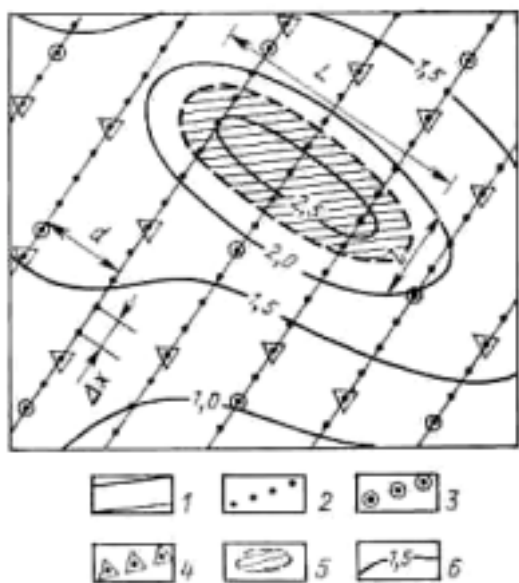


Рис. 2.4 Схема расположения точек наблюдения и карта аномалии при гравиметрической съемке.

1 — профили; 2—4 — рядовые, опорные и контрольные точки наблюдения; 5 — предполагаемое простирание искомого геологического объекта; 6—изоаномалы Δg .

вкрест предполагаемого простирания изучаемых структур, иметь протяженность, в 5—10 раз превышающую поперечные размеры искомым объектов (рис.2.4). Расстояния между профилями d должны быть, по крайней мере, в 3 раза меньше продольных размеров L разведываемых структур и объектов ($d < 0,3L$) для того, чтобы аномалия гравитационного поля от них фиксировалась на трех и более соседних профилях. Это позволяет в дальнейшем по аномалиям в плане установить простирание искомым объектов. Шаг по профилю Δx , т. е. расстояние между соседними точками наблюдения, задают, исходя из поперечных размеров разведываемых объектов и структур l , и он должен составлять $\Delta x < 0,3l$, что необходимо для получения четкого аномального эффекта не менее чем на трех точках каждого профиля.

Площадная съемка может быть равномерной (расстояния между профилями и пунктами наблюдения по профилю примерно одинаковы), если изучаемые структуры или объекты изометричны в плане, или неравномерной, если они вытянуты (двумерны). Масштаб гравиметрической съемки определяется прежде всего густотой точек наблюдения и предельными расстояниями между ними. Максимальное расстояние между пунктами наблюдения, соответствующее расстоянию между профилями, не должно превышать 1 см результирующей карты, что и задает масштаб съемки. Например, при съемке масштаба 1:100000 расстояния между профилями на местности должны составлять примерно 1 км.

Погрешность съемки. Проектную погрешность съемки (среднюю квадратическую погрешность определения Δg) выбирают в зависимости от масштаба съемки и интенсивности предполагаемых аномалий Δg над искомыми геологическими структурами или объектами. Проектная погрешность при поисково-разведочной съемке не должна превышать 1/5, а при региональной — 1/3 минимального значения интенсивности (амплитуды) локальных аномалий Δg . На интерпретационных профилях, где предполагается детальное изучение параметров аномалообразующих объектов, погрешность работ должна быть еще меньше. Исходя из величины погрешностей съемок, выбирают гравиметрическую аппаратуру, определяют погрешность топогеодезической привязки, т. е. получения высотных отметок точек наблюдения (для введения редуций) и вычисления координат (для учета нормального значения ускорения свободного падения); степень учета смещения нуль-пункта. Соотношение между перечисленными параметрами системы наблюдений при полевых гравиметрических съемках приведены в табл. 2.

Таблица 2. Соотношения между масштабом гравиметрической съемки, густотой сети и погрешностью гравиметрических наблюдений

Масштаб отчетных карт и графиков	Погрешность топопривязки м	Густота сети		Погрешность определения аномалий Буге, мГал	Погрешность наблюдений, мГал	Сечение изомал на картах, мГал
		Число пунктов на 1 км ²	Расстояние между пунктами км.			
1:500 000	±5	0,04-0,1	2-5	±1,5	±0,5	5
1:200 000	±2,5	0,1-0,25	1-2	±0,8	±0,4	2
1:100 000	±1,2	0,25-0,1	0,5-1	±0,4	±0,3	1
1:50000	±0,7	2-30	0,1-0,5	±0,2	±0,15	0,5
1:25000	±0,35	12-60	0,05-0,25	±0,1	±0,06	0,25
1:10000	±0,2	20-100	0,02-0,1	±0,08	±0,05	0,2
1:5000	±0,05	50-250	0,01-0,05	±0,04	±0,03	0,1

Система обхода точек наблюдений. После проектирования системы наблюдений на исследуемой площади и выбора гравиметров с соответствующей погрешностью можно приступать к самой съемке. Обязательным требованием при работе с гравиметрами является то, что исходное и заключительное наблюдения каждого гравиметрического рейса, т. е. совокупность последовательных замеров, выполняемых, как правило, в течение 2—8 ч, должны проводиться или на одном и том же пункте, или на пунктах с известными значениями g . Выявившиеся при этом изменения отсчетов гравиметра относят за счет смещения нуля-пункта прибора. Считается, что характер смещения нуля-пункта линеен во времени и его разбрасывают пропорционально времени наблюдений по всем пунктам данного рейса. Необходимо помнить, что гравиметр — это прибор, позволяющий выполнять наблюдения только за короткое время, и поэтому необходимы точки для постоянной коррекции его показаний. Такие точки называют опорными, а их систему—опорной сетью (см. рис.2.4). Кроме того, они служат для привязки относительных наблюдений к абсолютному уровню поля силы тяжести.

Таким образом, при съемке с гравиметрами измеряют относительные значения силы тяжести последовательно во всех пунктах по отношению к одной исходной или опорной точке района исследований. В исходной точке, как правило, определяют абсолютное значение силы тяжести путем переноса с помощью высокоточных гравиметров силы тяжести с ближайших обсерваторий и опорных пунктов региональной съемки страны. Абсолютные значения силы тяжести в каждой точке могут быть получены путем алгебраического сложения абсолютного значения силы тяжести в исходной точке с относительным значением силы тяжести в данной точке.

Практически при гравиметрической съемке больших площадей сначала разбивают сеть полевых опорных точек для создания жесткой системы значений силы тяжести, привязанной к опорным точкам региональной съемки страны. Затем выполняют рядовые наблюдения во всех пунктах изучаемого района. Опорные точки размещают в местах, удобных для опознавания, и более или менее равномерно по изучаемой площади, а их число должно быть в 5—10 раз меньше, чем число рядовых пунктов наблюдений. Опорная сеть должна отличаться пониженной погрешностью измерений значений силы тяжести, что достигают проведением одновременных замеров несколькими высокоточными гравиметрами, увеличением скорости съемки (применение для передвижения вертолетов и автомобилей). Выполнение работ в сжатые сроки способствует малому смещению нуля-пункта гравиметров. При создании опорной сети от 50 до 100 % всех наблюдений составляют контрольные измерения. Наблюдения на опорной сети начинают и заканчивают в исходной точке, по отношению к которой рассчитывают приращение силы тяжести. После замыкания полигона получают невязку, которую разбрасывают так же, как и при нивелировке.

Погрешность наблюдений по опорной сети характеризуется средней квадратической ошибкой, которую рассчитывают по формуле

$$\epsilon_{оп} = \pm \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \delta_i^2}{m - n}}, \quad (2.24)$$

где δ_i — погрешность силы тяжести по контрольным наблюдениям (разность между основным и контрольным замерами); m — общее число всех наблюдений (включая контрольные); n — число контрольных точек. Рядовые наблюдения выполняют обычными гравиметрами либо по методике однократных наблюдений, либо с повторением части точек при обратном ходе. Для оценки реальной точности съемки в течение полевого сезона систематически ведут контрольные и повторные наблюдения на 5—10%

рядовых точек (см. рис. 2.4). Среднюю квадратическую ошибку рядовой сети ε_p рассчитывают по значениям погрешностей δ по формуле (2.24).

Общую погрешность выполненных гравиметрических наблюдений оценивают средней квадратической ошибкой расчета аномалий Буге ε по формуле

$$\varepsilon = \pm \sqrt{\varepsilon_{оп}^2 + \varepsilon_p^2 + \varepsilon_\phi^2 + \varepsilon_B^2 + \varepsilon_\gamma^2}, \quad (2.25)$$

где ε_ϕ — погрешность введения поправок за свободный воздух (зависит от погрешности задания высоты пункта наблюдения h); ε_B — погрешность введения поправки Буге (включает погрешность определения высоты и средней плотности пород); ε_γ — погрешность расчета нормального гравитационного поля (связана с погрешностью вычисления γ_0 и определения координат точек наблюдения); ε_p — погрешность учета влияния масс рельефа. Если значение ε не превышает значения проектной погрешности съемки, то работы признаются выполненными и кондиционными.

Представление результатов гравиметрической съемки. В результате съемки с гравиметрами строят прежде всего графики (кривые) аномалий Буге Δg_B : по горизонтали в масштабе съемки откладывают пункты наблюдения, а по вертикали — значения Δg_B [см. формулу (2.20)] в таком масштабе, чтобы 1 мм примерно составлял 3ε [см. выражение (2.25)]. Изредка строят карты графиков Δg_B : вдоль профилей наблюдений в масштабе съемки проставляют точки наблюдения, а перпендикулярно к профилям откладывают Δg_B (в масштабе 1 мм $\approx 3\varepsilon$). Однако основным результатом гравиметрической съемки являются гравитационные карты: на карте расположения точек наблюдения (в масштабе съемки) проставляют значения Δg_B и проводят изолинии равных значений Δg_B или изоаномалы [сечение изоаномал должно соответствовать $(2—3)\varepsilon$]. Таким образом, масштаб полевой гравиметрической съемки, ее точность и сечение изоаномал жестко связаны (см. табл.2). Например, при укрупнении гравиметрической съемки от масштаба 1:500000 до масштаба 1:5000 погрешность определения Δg_B уменьшается от $\pm 1,5$ до $\pm 0,04$ мГал, а сечение изоаномал — от 5 до 0,1 мГал.

2.3.2 Другие виды гравиметрических съемок

Кроме полевых гравиметрических съемок в гравиразведке широко используют измерения на акваториях (морская гравиразведка), в меньших объемах проводят аэрогравиметрические, подземные и скважинные, а также вариометрические съемки.

Морские гравиметрические съемки. Гравиметрические измерения на море в зависимости от носителя и глубин моря подразделяют на надводные, подводные и донные. При надводных работах регистрирующая аппаратура (затушенные гравиметры и маятниковые приборы) устанавливают на надводных кораблях. Съемку с помощью гравиметров ведут в движении, а регистрацию силы тяжести вдоль профилей осуществляют в автоматическом режиме. При этом необходимо постоянное определение координат точек наблюдения, что важно не только для их привязки, но и для ввода поправок в наблюденные значения $g_{набл}$ в том числе за направление и скорость движения корабля. Морские гравиметрические рейсы (галсы), так же как и на суше, должны начинаться и заканчиваться на опорных гравиметрических пунктах, в качестве которых служат либо специальные опорные пункты в портах захода кораблей, либо точки, в которых выполнены наблюдения с маятниковыми приборами. Погрешность морских надводных измерений силы тяжести составляет при благоприятных условиях $\pm (1—2)$ мГал.

Подводные гравиметрические работы проводят с помощью подводных лодок. Они отличаются от надводных более спокойными условиями работ (меньше качка), а значит, большей точностью, в том числе и при проведении опорных маятниковых на-

блюдений. Донные измерения проводят с помощью кварцевых астазированных гравиметров, заключенных в специальные водонепроницаемые контейнеры. В точке наблюдения с борта корабля на дно моря опускают донный гравиметр, чувствительная система которого автоматически устанавливается горизонтально с помощью подвеса Кардана, а с помощью электроизмерительной системы на борту корабля фиксируют показания гравиметра. Предельные глубины моря при такой съемке составляют 150—200 м, время обработки точки наблюдения на предельных глубинах составляет 1—1,5 ч. Погрешность донных гравиметрических работ невелика и находится на уровне полевых съемок.

Подземные гравиметрические наблюдения. К особенностям подземных гравиметрических наблюдений, проводимых в горных выработках с помощью обычных кварцевых астазированных гравиметров, вариометров или градиентометров, относятся необходимость учета притяжения залегающей выше толщи горных пород и изменения объема выработки. Подземная гравиразведка позволяет решать задачи по уточнению конфигурации подсеченных выработкой геологических образований и изучению пространства около выработки.

Аэрогравиметрические съемки. Аэрогравиметрические съемки проводят с помощью специальных аэрогравиметров. Поле силы тяжести измеряют в движении со скоростью 100—200 км/ч на высоте 70—150 м. В качестве опорных используют несколько профилей, пересечение которых рядовыми профилями позволяет учесть сползание нуля-пункта гравиметров. Погрешность определения Δg_B велика и достигает ± 10 мГал.

Скважинные гравиметрические наблюдения. При скважинных гравиметрических наблюдениях измерения силы тяжести ведут вдоль ствола скважины, для чего необходимо знать ее пространственное положение (наклон, азимут забоев на разных глубинах) для учета влияния масс, залегающих над точкой наблюдения. Хотя погрешность таких работ велика (± 10 мГал), они оказывают существенную помощь при обработке данных наземных гравиметрических съемок.

Вариометрические съемки. Для детальной разведки рудных тел, соляных куполов и других локальных неоднородностей применяют вариометрическую съемку, т. е. определение вторых производных потенциала силы тяжести с помощью вариометров и градиентометров. Вариометрическая съемка бывает, как правило, площадной. Она требует более тщательной, высокоточной инструментальной топогеодезической подготовки и прежде всего нивелировки участка вокруг пункта наблюдений в радиусе до 50 м. Густота точек зависит от масштаба съемки и размеров разведываемых тел и изменяется от 5 до 100 м. Производительность вариометрической съемки зависит от типа прибора, густоты точек, рельефа местности и может изменяться от двух до десяти пунктов наблюдений в смену.

В наблюдаемые значения вторых производных потенциалов силы тяжести W_{XZ} , W_{YZ} и других вводят поправки за рельеф, за нормальное поле земного сфероида и вычисляют аномальные значения. Результаты вариометрической съемки изображают в виде карт и графиков вторых производных потенциала, векторов градиента, карт кризисы уровенной поверхности.

2.4 Интерпретация гравитационных аномалий

В результате гравиметрической съемки рассчитывают аномалии силы тяжести (ускорения свободного падения) в редукции Буге, обусловленные плотностными неоднородностями среды, и ведут их геологическую интерпретацию. При этом влияние

Земли исключают введением нормального поля и редукиций. Интерпретация данных гравиразведки (как и других геофизических методов) основана на физико-математическом и геологическом моделировании, включающем анализ гравитационных аномалий с обязательным использованием априорной геолого-геофизической и петрофизической (плотностной) информации об изучаемом районе. В зависимости от качества (кондиционности) полученных материалов, степени благоприятности геолого-геофизических условий, количества и качества априорной информации, уровня использования новейших приемов интерпретации и математического моделирования с привлечением ЭВМ результаты получают с той или иной точностью, т. е. данные интерпретации носят условно-вероятностный смысл, давая одно из возможных решений вопроса о геологическом строении района.

2.4.1 Прямые и обратные задачи гравиразведки

Основой интерпретации данных гравиразведки является решение прямых и обратных задач. Прямая задача гравиразведки состоит в определении элементов поля силы тяжести (Δg , W_{XZ} , W_{YZ} и т. д.) по заданному распределению его источников, когда известны форма, размеры, глубина залегания и величина избыточной плотности. Обратная задача гравиразведки ставит противоположную цель — нахождение параметров объекта (формы, размеров, глубины залегания, избыточной плотности) по известному распределению (на профиле или на площади) элементов силы тяжести.

Решение прямой задачи в общем виде. Аномалии силы тяжести, вызванные притяжением тел известной формы, размера и избыточной плотности, рассчитывают на основе закона всемирного тяготения (закона Ньютона). Для этого гравитирующее тело разбивают на элементарные массы dm ; рассчитывают аномалию такой точечной массы Δg_1 , которая равна вертикальной составляющей силы ньютоновского притяжения F_1 этой массы массы 1 г, находящейся в точке наблюдения A , т. е. берут составляющую силы притяжения по направлению действия силы тяжести Земли g ; наконец, используя принцип суперпозиции, определяют аномалию за счет притяжения всем телом Δg_T , как сумму притяжения всех элементарных точечных масс, которыми можно представить аномалообразующее тело (рис.2.5).

Математически сказанное можно записать так. Согласно выражению (2.1)

$$F_1 = G \cdot dm / r^2, \quad \Delta g_1 = F_1 \cdot \cos \alpha = G \cdot dm \cdot (\bar{z} - z) / r^2,$$

где $\cos \alpha = (\bar{z} - z) / r$, $r = \sqrt{(\bar{x} - x)^2 + (\bar{y} - y)^2 + (\bar{z} - z)^2}$ - расстояние между точкой наблюдения $A(x, y, z)$ и точкой $M(\bar{x}, \bar{y}, \bar{z})$, в которой находится элементарная точечная масса. В природных условиях аномальные включения с плотностью σ находятся во вмещающей среде с плотностью σ_0 , поэтому под массой dm надо понимать избыточную массу $dm = (\sigma - \sigma_0)dV = \Delta\sigma dV$, где dV —элементарный объем точечной массы; $\Delta\sigma$ — избыточная плотность. Поэтому окончательные выражения для расчета

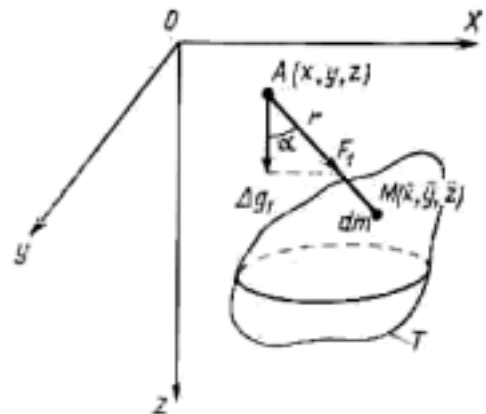


Рис.2.5. Схема определения аномалий силы тяжести от элементарной массы dm и гравитирующего тела T

аномалии силы тяжести точечной массы и тела, используемые в теории гравиразведки, имеют вид

$$\Delta g_I = G \cdot \Delta \sigma (\bar{z} - z) dV / r^3, \quad \Delta g_T = \int_V \frac{\Delta \sigma (\bar{z} - z) dV}{[(\bar{x} - x)^2 + (\bar{y} - y)^2 + (\bar{z} - z)^2]^{3/2}}. \quad (2.26)$$

Интеграл в последней формуле берут по всему объему тела V . При $\sigma > \sigma_0$ Δg_T имеет положительный знак, т. е. наблюдаются увеличение притяжения и положительные аномалии. При $\sigma < \sigma_0$ Δg_T имеет отрицательный знак, т. е. наблюдаются уменьшение притяжения и отрицательные аномалии.

Аналитические решения с помощью уравнения (2.26) получаются лишь для тел простой геометрической формы (шар, цилиндр и др.) с постоянной избыточной плотностью. Для тел более сложной формы, а особенно с переменной плотностью, возможны лишь численные решения интеграла (2.26) с помощью ЭВМ. Анализ решений прямых задач служит основой при разработке приемов решения обратных задач гравиразведки для типовых геологических структур и объектов. Рассмотрим несколько примеров решения прямых и обратных задач для тел правильной геометрической формы.

Прямая и обратная задачи для шара. Пусть однородный шар радиусом R , объемом V , с избыточной плотностью $\Delta \sigma$ расположен на оси Z на глубине h (рис.2.6, а). Решим прямую задачу, т. е. определим гравитационный эффект вдоль наземного профиля OX , проходящего через проекцию центра шара с началом координат над ним (см. рис.2.6). Поскольку по закону всемирного тяготения шар притягивается с такой же силой, как точечная масса, сосредоточенная в его центре, аномалию над шаром $\Delta g_{ш}$ можно получить без решения интеграла (2.26), считая, что аномалия силы тяжести над шаром и аномалия точечной массы, помещенной в его центре, совпадают:

$$\Delta g_{ш} = \Delta g_I = G \cdot \Delta \sigma \cdot V \cdot h / r^3 = G \cdot M \cdot h / (x^2 + h^2)^{3/2} \quad (2.27)$$

где $M = \Delta \sigma V$ — избыточная масса шара. График $\Delta g_{ш}$ будет иметь максимум над центром шара $\Delta g_{max} = GM/h^2$ (при $x=0$) и асимптотически стремиться к нулю при $x \rightarrow \pm \infty$ (см. рис.2.6, а). Знак $\Delta g_{ш}$ определяется знаком $\Delta \sigma$. Формула для второй производной потенциала или горизонтального градиента силы тяжести получает вид

$$W_{xz} = \frac{\partial(\Delta g_{ш})}{\partial x} = GMh \cdot \frac{\partial(1/r^3)}{\partial x} = -\frac{3GMhx}{r^5}. \quad (2.28)$$

График W_{xz} имеет перед шаром максимум ($x < 0$), а за шаром — минимум ($x > 0$). Над центром шара $W_{xz} = 0$ (см. рис.2.6, а). Если провести расчеты, например, $\Delta g_{ш}$ по ряду профилей, то очевидно, что карта аномалий $\Delta g_{ш}$ будет иметь вид концентрических окружностей с центром над шаром.

Из анализа уравнения (2.27) и графиков на рис.2.6, а, можно решить обратную задачу. Например, найдем абсциссу $x_{1/2}$, в которой $\Delta g_{ш}$ достигает половины максимума:

$$\Delta g_{ш} = \frac{GMh}{(x_{1/2}^2 + h^2)^{3/2}} = \frac{GM}{2h^2},$$

откуда $(x_{1/2}^2 + h^2)^{3/2} = (1/2)h^3$. Решив это уравнение, получим

$$|x_{1/2}| = 0,76 h \quad \text{или} \quad h = 1,31 |x_{1/2}|. \quad (2.29)$$

Таким образом, определив по графику $\Delta g_{ш}$ значения Δg_{max} , $1/2 \Delta g_{max}$ и абсциссу точки кривой $x_{1/2}$, где $\Delta g_{ш} = 1/2 \Delta g_{max}$, и умножив ее на коэффициент 1,31, можно определить глубину залегания центра шарообразной залежи h . Далее можно рассчитать из-

быточную массу $M = \Delta g_{max} h^2 / G$, а зная $\Delta \sigma$ – объем шара $V = M \Delta \sigma$, радиус R , а также глубины залегания верхней $h_B = h - R$ и нижней $h_H = h + R$ кромок.

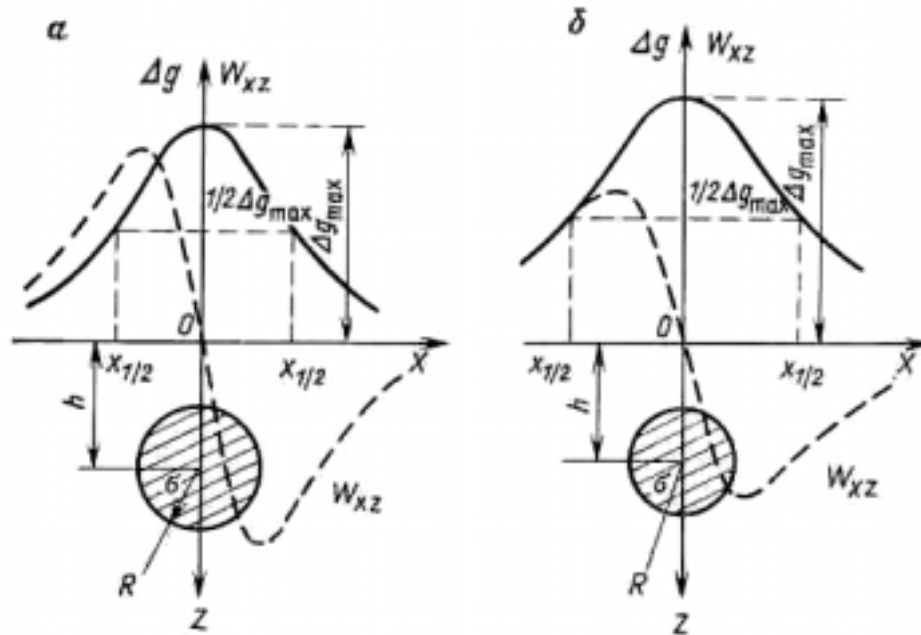


Рис.2.6. Прямая и обратная задачи гравиразведки над шаром (а) и длинным круговым горизонтальным цилиндром (б)

Прямая и обратная задачи для горизонтального кругового цилиндра. Пусть горизонтальный бесконечно длинный круговой цилиндр радиуса R , сечения s , с избыточной плотностью $\Delta \sigma$ расположен вдоль оси Y на глубине h (рис.2.6, б). Решим прямую задачу, т. е. определим $\Delta g_{ГЦ}$ и W_{XZ} вдоль оси X , направленной вкост простирания цилиндра с началом координат над его центром. Притяжение цилиндром будет таким же, как притяжение вещественной линии, расположенной вдоль его оси с массой единицы длины $dm = \pi R^2 \Delta \sigma dy$. Поэтому для точек наблюдения вдоль оси X ($y=z=0$) с учетом, что $x=0$, $-\infty < y < \infty$ (цилиндр считается бесконечно длинным), $z=h$, аналитическое выражение можно получить из уравнения (2.26):

$$\Delta g_{ГЦ} = G \Delta \sigma R^2 \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{dy}{(x^2 + y^2 + h^2)^{3/2}} = \frac{2GM_1 h}{x^2 + h^2}, \quad (2.30)$$

где $M_1 = \pi R^2 \Delta \sigma$ — избыточная масса единицы длины цилиндра.

График $\Delta g_{ГЦ}$ будет иметь максимум $\Delta g_{max} = 2GM_1/h$ (при $x=0$) и, как и $\Delta g_{ш}$, асимптотически стремиться к нулю при $x \rightarrow \pm \infty$. Очевидно, что в плане изолинии $\Delta g_{ГЦ}$ будут представлять систему параллельных оси цилиндра линий. В целом график $\Delta g_{ГЦ}$ и W_{XZ} вдоль оси X будет примерно таким же, как и над шаром.

Решим обратную задачу для горизонтального бесконечно длинного кругового цилиндра тем же приемом, что и для шара:

$$\begin{aligned} \Delta g_{ГЦ}(x_{1/2}) &= 2GM_1 h / (x_{1/2}^2 + h^2) = GM_1 / h, \\ 2h^2 &= x_{1/2}^2 + h^2, \quad h = |x_{1/2}|. \end{aligned} \quad (2.31)$$

Таким образом, определив по графику $\Delta g_{ГЦ}$ значение Δg_{max} , $1/2 \Delta g_{max}$ и абсциссу $x_{1/2}$, можно получить глубину залегания оси цилиндра h , далее рассчитать единичную

избыточную массу $M_1 = \Delta g_{max} h / 2G$, а зная $\Delta\sigma$, определить площадь поперечного сечения цилиндра $s = \pi R^2 = M_1 / \Delta\sigma$, его радиус R , а также глубину залегания верхней $h_g = h - R$ и нижней $h_n = h + R$ кромок.

Прямая и обратная задачи для вертикального уступа. Под вертикальным уступом в теории интерпретации гравитационных аномалий понимают горизонтальный полупласт, ограниченный вертикальной гранью, бесконечного простираения по оси Y (рис.2.7). Плотность пород уступа и вмещающих пород различна и составляет постоянную и отличную от нуля величину $\Delta\sigma$. Если глубину верхней горизонтальной плоскости, ограничивающей полупласт, обозначить h_1 , нижней — h_2 , а боковую вертикальную грань совместить с осью Z , то гравитационное поле Δg_{ycm} в точках x (вдоль оси X при $z=0$ и $y=0$) соответствует выражению (2.26) при определенных пределах интегрирования:

$$\Delta g_{ycm}(x) = G\Delta\sigma\pi \int_0^\infty \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{h_1}^{h_2} \frac{\bar{z} d\bar{x} d\bar{y} d\bar{z}}{[(\bar{x}-x)^2 + \bar{y}^2 + \bar{z}^2]^{3/2}} = \quad (2.32)$$

$$= G\Delta\sigma \left\{ \bar{x} \ln \frac{x^2 + h_2^2}{x^2 + h_1^2} + \pi(h_2 - h_1) + 2h_2 \arctg \frac{x}{h_2} - 2h_1 \arctg \frac{x}{h_1} \right\}.$$

Вид кривой Δg_{ycm} (при $\sigma > \sigma_0$) приведен на рис.2.7. При $x \rightarrow \pm \infty$ значения Δg выходят на горизонтальные асимптоты с максимальной аномалией $\Delta g_{max} = 2\pi G\Delta\sigma\Delta h$. Над самым вертикальным сбросом (при $x=0$) получаем $\Delta g = (1/2) \Delta g_{max} = \pi G\Delta\sigma\Delta h$. Очевидно, на карте Δg_{ycm} будут наблюдаться параллельные изолинии с максимальным сгущением изолиний над вертикальной гранью. Из выражения (2.32) можно получить для абсцисс точек с $x_{1/4}$ и $x_{3/4}$, в которых Δg_{ycm} составляет 1/4 и 3/4 от Δg_{max} , выражение для определения средней глубины залегания вертикального уступа

$$h_{cp} = (h_1 + h_2) / 2 = x_{1/4} = x_{3/4}$$

Если известна избыточная плотность $\Delta\sigma$, то можно определить мощность сброса $\Delta h = \Delta g_{max} / 2\pi G\Delta\sigma$ и рассчитать глубину залегания верхней $h_1 = h_{cp} - \Delta h / 2$ и нижней $h_2 = h_{cp} + \Delta h / 2$ кромок.

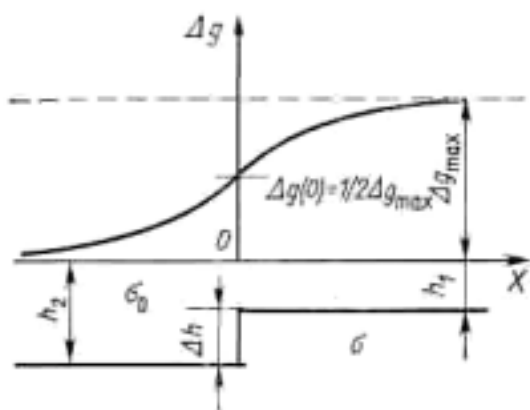


Рис.2.7 Гравитационное поле над вертикальным уступом (сбросом)

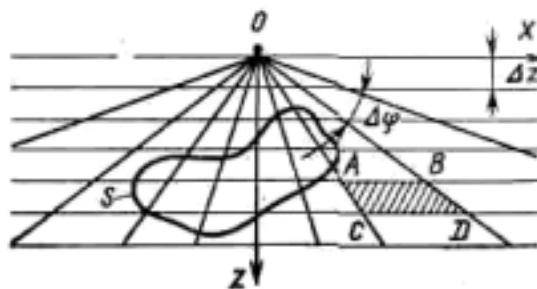


Рис.2.8. Палетка Гамбурцева для вычисления притяжения двумерными телами с контуром сечения двумерного тела S

Палочный способ решения прямых задач гравиразведки. Для вытянутых тел сложного сечения и постоянной избыточной плотности расчет Δg можно проводить с помощью палетки Гамбурцева. Палетка приведена на рис.2.8. Здесь из точки O через один и тот же угол $\Delta\varphi$ проведены радиусы, а через равные расстояния Δz — параллель-

ные линии. Оказывается, что значения силы тяжести Δg в точке O за счет притяжения одной бесконечной по оси Y горизонтальной призмой сечением в виде трапеции $ABCD$ одинаково для любой из таких призм и $\Delta g_n = 2G\Delta\sigma_n\Delta\varphi\Delta z$. Если на поперечное сечение исследуемого тела приходится m таких элементарных трапеций палетки, то $\Delta g(0) = m \cdot \Delta g_n$. Параметр Δg_n представляет собой цену деления палетки и определяется заранее по заданным параметрам разреза, причем $\Delta\varphi$ и Δz подбирают так, чтобы цена деления имела какое-либо удобное для расчета постоянное значение, например, 0,1 мГал.

При переходе с одного разреза на другой могут измениться масштаб (и, следовательно, Δz на палетке) и значение избыточной плотности. Чтобы воспользоваться этой же палеткой, необходимо ввести масштабный коэффициент

$$k = \frac{\Delta\sigma_p \cdot M_n}{\Delta\sigma_n \cdot M_p},$$

где $\Delta\sigma_n$, M_n — избыточная плотность и масштаб палетки, а $\Delta\sigma_p$, M_p — избыточная плотность и масштаб разреза. Таким образом, аномалию над двумерным телом с помощью палетки Гамбурцева рассчитывают по формуле

$$\Delta g = m \Delta g_n k \quad (2.33)$$

Точность расчета Δg палеточным методом зависит от точности аппроксимации поперечного сечения плотностных масс элементарными ячейками палетки и может быть повышена путем уменьшения цены деления палетки. Существуют и другие палеточные способы решения прямых задач гравиразведки, в том числе и трехмерных.

Численные методы решения прямых задач гравиразведки Для более сложных форм аномальных объектов с изменяющейся избыточной плотностью при решении прямой задачи гравиразведки применяют численные методы решения прямых задач гравиразведки. Для этого по заданному распределению масс получают значения элементов гравитационного поля, например, с помощью способов механических кубатур. Суть такого подхода — в замене реального объекта суммой n объектов простой геометрической формы и постоянной плотности. Гравитационный эффект Δg_i от каждого i -го элементарного объема рассчитывают по формуле (2.30), а значение $\Delta g(x)$ в каждой точке определяют как их сумму

$$\Delta g(x) = \sum_{i=1}^n \Delta g_i.$$

Метод требует разбиения объекта на достаточно большое число ячеек, использования сложных, но повторяющихся в расчетах специфических выражений и поэтому относительно просто реализуется с помощью современных ЭВМ. Погрешность численного метода решения составляет 1—5 %.

Основные выводы из анализа решений прямых задач гравиразведки. Анализ решения прямых задач гравиразведки позволяет сделать следующие выводы.

1. Знак аномалии Δg определяется знаком избыточной плотности и над относительно «легкими» ($\Delta\sigma < 0$) объектами фиксируются отрицательные аномалии, а над более плотными ($\Delta\sigma > 0$) — положительные.

2. Экстремальные значения Δg_{max} наблюдаются над центрами тяжести этих объектов, а их интенсивность прямо пропорциональна избыточной плотности и обратно пропорциональна для вытянутых тел глубине, а для изометричных тел - квадрату глубины.

3. Форма аномалий Буге (Δg_B) на картах и графиках тесно связана с пространственным положением избыточных масс: под вытянутыми (двумерными) аномалиями залегают вытянутые структуры или геологические тела, под изометричными — округлые в плане объекты.

4. Существует аналитическая или статистическая связь между абсциссами характерных точек на кривых Δg_B и глубинами залегания гравитирующих тел, что позволяет, аппроксимируя их телами простых геометрических форм, решать обратную задачу гравиразведки. При этом некоторые параметры, например h , рассчитывают достаточно однозначно. Для определения других параметров, например V , s , требуется привлечение дополнительных данных (избыточной плотности).

5. Чем глубже залегает тот или иной гравитирующий объект, тем более широкую и расплывчатую (региональную) аномалию создает он на земной поверхности (эффект дальнего действия).

2.4.2 Геологическая интерпретация данных гравиразведки

В практике геологической интерпретации результатов гравиразведки (карт, графиков Δg , W_{XZ} , W_{YZ} и др.) различают две стадии анализа — качественную и количественную. При качественной интерпретации данных Δg выделяют гравитационные аномалии, т. е. отклонения Δg от фона. По форме изолиний Δg (изоаномал) и графиков Δg можно судить о местоположении, примерных размерах и форме тех или иных геологических тел. Количественная интерпретация заключается в определении формы, размеров, глубины залегания тел и их избыточной плотности.

Количественная интерпретация, или решение обратной задачи гравиразведки, сопряжена со значительными трудностями и не всегда может быть проведена однозначно.

Качественная интерпретация. Первым этапом интерпретации результатов гравиразведки (а в некоторых сложных условиях и при отсутствии сведений о плотностях разреза — единственным) является качественная интерпретация. При качественной интерпретации дают визуальное описание характера аномалий силы тяжести по картам и профилям. При этом отмечают форму аномалий, их простирание, примерные размеры, амплитуду. Устанавливают связь гравитационных аномалий с геологическим строением, выделяют региональные аномалии, связанные со строением земной коры, региональными структурами и тектоническими зонами, и локальные аномалии, часто представляющие большой разведочный интерес, так как они связаны со строением осадочной толщи и указывают на местоположение отдельных структур, месторождений полезных ископаемых. Отделение региональных аномалий (плавных изменений аномалий Δg на значительных расстояниях) от локальных называют снятием регионального фона. Наблюдаемые аномалии гравитационного поля являются, как правило, сложными интерференционными полями. Они представляют собой сумму гравитационных эффектов от ряда геоструктурных этажей и геологических тел с различными законами распределения плотности, формой и глубиной залегания. В этих условиях не всегда удается установить аномалию в «чистом» виде, не осложненную соседними аномалиями. Поэтому разработаны различные методы преобразований или трансформаций исходного (наблюденного) аномального поля, которые «обостряют» (выявляют в визуально четкой форме) либо региональные, либо локальные аномалии. На рис.2.9 приведен пример графического сглаживания наблюдаемого поля и выделения плавно изменяющегося регионального поля и локальной аномалии $\Delta g_{лок} = \Delta g_{набл} - \Delta g_{рег}$.

В более сложных случаях используют методы трансформации с помощью ЭВМ. Наиболее распространены аналитические продолжения наблюдаемого поля в верхнее и нижнее полупространства, позволяющие выделить те или иные составляющие гра-

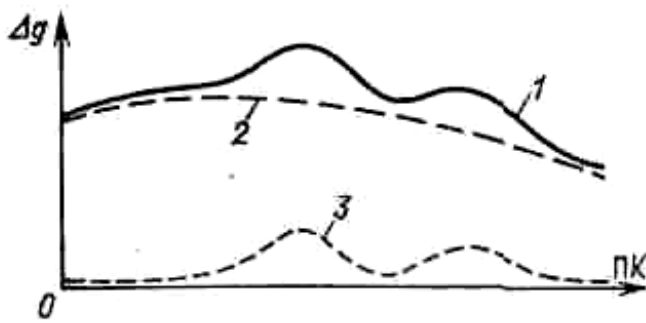


Рис.2.9 Наблюденная (1), региональная (2) и локальные (3) аномалии силы тяжести

витационного поля. Пересчеты вверх, т. е. на уровни выше поверхности наблюдений, приводят к резкому уменьшению амплитуд локальных аномалий и несущественному изменению региональных. Это позволяет пересчеты вверх при оптимально выбранной высоте пересчета отождествлять с региональным фоном. Пересчет наблюдаемого поля вниз, ниже плоскости наблюдений, так же как и вычисление высших производных поля потенциала силы тяжести

(W_{zz} , W_{zzz} и т. д.) приводит к подчеркиванию локальных аномалий поля. Необходимо отметить, что при любом преобразовании наблюдаемого поля общее количество информации об источниках поля не возрастает, а скорее теряется, хотя делается она более наглядной. По картам и графикам $\Delta g_{набл}$ или $\Delta g_{лок}$ и $\Delta g_{рег}$, пользуясь выводами из решений прямых задач гравиразведки, можно сделать качественные заключения о геологических объектах, создающих эти аномалии. Например, центры аномалий располагаются над центрами возмущающих масс, направление изоаномал и их форма примерно соответствуют простиранию и форме аномальных тел. Ширина аномалий в 2—6 раз больше глубины залегания верхней кромки залежей, а интенсивность аномалий пропорциональна избыточной массе и глубине их залегания. Положительные аномалии соответствуют местоположению более плотных пород по сравнению с вмещающими, отрицательные — менее плотных или поднятию и опусканию какой-либо субгоризонтальной границы, на которой существует скачок плотностей горных пород. Зоны повышенных горизонтальных градиентов соответствуют крутым контактам пород разной плотности.

Количественная интерпретация. Количественная (расчетная) интерпретация данных гравиразведки основана на решении обратных задач и сводится к определению местоположения, оценке глубины залегания центра тяжести, размеров, иногда избыточной плотности аномалообразующих масс. Решение обратной задачи неоднозначно, так как одинаковые аномалии силы тяжести могут быть созданы геологическими объектами разной формы, размеров и плотности. Тем не менее, после проведения качественной интерпретации и изучения общего геолого-геофизического и плотностного строения района отдельные аномалии можно проинтерпретировать количественно.

Существуют приемы количественной интерпретации прямые, в которых элементы залегания гравитирующих масс определяют непосредственно по картам и графикам Δg (или W_{xz} , W_{yz} и др.), и косвенные, основанные на сравнении наблюдаемых и теоретических кривых. При достаточно обоснованном предположении о форме объекта и уверенном выделении отдельных аномалий Δg применяют аналитический метод решения обратной задачи, при котором параметры аномалиеобразующих масс определяют по характерным точкам кривой Δg . Такие соотношения для моделей простой геометрической формы в предположении постоянства избыточной плотности получены выше [см. выражения (2.27)—(2.32)]. Существуют аналогичные подходы и формулы расчета глубин для других тел простой геометрической формы, известные в теории гравиразведки. Погрешность количественного определения глубин даже по нескольким характерным точкам кривой Δg ($x_{1/2}$, $x_{1/4}$, $x_{3/4}$ и т. д.) невелика и составляет в благоприятных условиях $\pm(20—30)\%$.

В теории гравиразведки существуют также палеточные приемы интерпретации, с помощью которых всю наблюдаемую кривую Δg сравнивают с заранее рассчитанными теоретическими (палеточными) кривыми $\Delta g_{теор}$ для моделей определенного класса и различных параметров. Задача количественной интерпретации в этом случае заключается в отыскании и сравнении такой теоретической кривой $\Delta g_{теор}$, которая наилучшим способом совпадает (или приближается) с наблюдаемой, и тогда параметры модели переносят на параметры объекта.

При сложном интерференционном характере аномального поля для решения обратной задачи гравиразведки применяют метод подбора. Суть этого метода состоит в последовательном переборе различных моделей плотностного строения разреза (I, II и т. д. приближения к реальной ситуации), расчета с помощью ЭВМ прямого гравитационного эффекта от этих моделей с помощью тех или иных методов решения прямой задачи, сопоставлении полученных значений Δg от моделей разного приближения ($\Delta g_{теор I}$, $\Delta g_{теор II}$ и т. д.) с наблюдаемым полем $\Delta g_{набл}$. Процесс подбора и сопоставления проводят до тех пор, пока не будет найдена модель, которая создавала бы поле $\Delta g_{теор}$ наиболее полно приближенное к $\Delta g_{набл}$. Несмотря на определенные трудности и большие затраты времени на ЭВМ, этот метод успешно применяют при расчете параметров плотностных неоднородностей и построении гравиметрических разрезов.

Геологическое истолкование данных гравиразведки. Важным этапом качественной и количественной интерпретации данных гравиразведки является геологическое истолкование, которое сводится к сопоставлению выделенных аномалий и соответствующих плотностных неоднородностей с определенной геологической информацией и данными о плотностных особенностях горных пород и руд изучаемого района. Такое сопоставление обычно проводят на эталонных участках, где есть данные и геологии, и геофизики. Затем полученные закономерности и выводы о геологической природе составляющих аномального гравитационного поля распространяют на весь район.

2.4.3 Области применения гравиразведки

Гравиразведка находит широкое применение при глубинных исследованиях Земли, структурно-геологическом изучении земной коры, рекогносцировочно-поисковых работах, поиске и разведке различных полезных ископаемых (нефти, газа, рудных, нерудных), при инженерно-геологических изысканиях.

Условия эффективного применения гравиразведки. Благоприятными условиями для эффективного применения гравиразведки при решении тех или иных прикладных геологических задач являются следующие.

1. Концентрация аномальных плотностных масс в объеме, отличающемся от плоскопараллельной толщи, т. е. наличие вертикальных, псевдовертикальных и даже пологих плотностных неоднородностей или замкнутых тел, напоминающих по форме геометрические тела (столбы, шары, цилиндры, уступы, пласты и т. п.).

2. Различия избыточной плотности аномалообразующих объектов ($\Delta \rho$) тем больше, чем глубже они залегают.

3. Достаточная степень обоснованности (теоретической или экспериментальной) возможности решения конкретной геологической задачи в изучаемом районе на основе априорных данных, имеющейся аппаратуры и оптимальной системы наблюдений.

4. Превышение в 3—5 раз амплитуды аномалий над уровнем аппаратурно-методических погрешностей.

5. Наличие дополнительной геолого-геофизической информации о строении разных структурных этажей, которые вносят вклад в суммарное, полученное в результате суперпозиции аномальное гравитационное поле.

Региональные гравиметрические съемки суши и акваторий. Общей региональной съемкой покрывают территорию всей суши и океана в масштабах мельче 1:200 000. Основными задачами региональной съемки являются: изучение литосферы и земной коры; оценка их мощности и строения; тектоническое районирование; выявление крупных структур; изучение строения фундамента; выявление перспективных площадей для поиска полезных ископаемых.

Интерпретация карт аномалий в редукции Буге Δg_B качественная, а при наличии опорных геолого-геофизических профилей (как правило, сейсмических) может быть и количественной. В результате гравиметрических и сейсмических исследований обширных территорий континентов и океанов устанавливают прямую зависимость между мощностью земной коры и Δg_B . Установлено, что в геосинклинальных областях отмечаются интенсивные (до -400 мГал) отрицательные аномалии, платформы характеризуются небольшими аномалиями разного знака, а на акваториях наблюдаются интенсивные положительные (до 400 мГал) аномалии, причем тем большие, чем меньше мощность земной коры. Объясняется это тем, что подошва земной коры (граница Мохоровичича, названная в честь югославского ученого, впервые обнаружившего ее) отделяет породы разной плотности: 2,8—3,0 г/см³ сверху и 3,1—3,3 г/см³ снизу. Поэтому кривая Δg_B отражает форму границы Мохоровичича, т. е. мощности земной коры.

По гравиметрическим и сейсмическим данным установлено, что при средней мощности континентальной земной коры на платформах примерно 30 км под горами (в геосинклиналях) она достигает 70 км, а в океанах уменьшается до 5 км. В целом поверхность Мохоровичича зеркально повторяет форму поверхности рельефа Земли, в частности, существуют корни гор. Этот факт объясняют гипотезой изостазии, сущность которой сводится к представлению земной коры в виде отдельных блоков, «плавающих» в пластичном подкоровом веществе (верхней мантии). Подчиняясь закону Архимеда — чем больше нагружен блок (например, горами), тем глубже он погружается своей нижней частью, блоки земной коры как бы «плавают», и избыток масс на поверхности компенсируется недостатком внизу.

По региональным гравиметрическим аномалиям типа гравитационной ступени выделяют платформенные и геосинклинальные области, глубинные разломы с вертикальными перемещениями соседних блоков. На платформах с большой мощностью осадков (свыше 2—3 км) кривая Δg_B характеризует поведение кровли кристаллического фундамента: максимумам соответствуют поднятия в фундаменте, минимумам — прогибы. На участках небольшой глубины фундамента (до 2 км) кривая Δg_B характеризует и литологический состав фундамента, и его рельеф.

Поиски, и разведка полезных ископаемых. Важным направлением гравиразведки являются поиски и разведка нефтегазовых структур: соляных куполов, антиклинальных складок, рифовых массивов, куполовидных платформенных структур. Наиболее благоприятны для разведки соляные купола, поскольку соль отличается низкой плотностью ($\sigma=2,1$ г/см³) по сравнению с окружающими породами и резкими крутыми склонами. Соляные купола, находящиеся в Урало-Эмбенском районе, Днепровско-Донецкой впадине и других районах, выделяются изометрическими интенсивными отрицательными аномалиями, по которым можно судить не только о их местоположении и форме, но и о глубине залегания.

Антиклинальные складки выделяются вытянутыми изолиниями аномалий Δg положительного и отрицательного знака в зависимости от плотности пород, залегающих в ядре складок. Интерпретация результатов качественная, изредка количественная.

Многие месторождения нефти и газа приурочены к рифовым массивам, но их разведка гравиметрическим методом является задачей нелегкой. Для разведки рифовых

известняков среди осадочных терригенных пород используют анализ как региональных, так и локальных аномалий, причем рифовые известняки выделяются, как правило, положительными аномалиями. Куполовидные платформенные поднятия, к которым также нередко приурочены месторождения нефти и газа, отличаются малой амплитудой и большой глубиной залегания. Их трудно изучать методами гравиразведки. Однако применение высокоточных гравиметров позволяет вести разведку и этих структур, выделяющихся слабыми отрицательными аномалиями за счет разуплотнения пород над поднятиями.

В связи с разведкой угольных месторождений гравиметрию применяют как для определения границ угольного бассейна, так и для непосредственных поисков отдельных месторождений и пластов угля. В качестве примера можно привести разведку Донбасса. Как известно, лишь часть Донбасса является открытым бассейном, а значительные угленосные площади покрыты мощной толщей более молодых отложений. Эта область, как выяснено теперь, расположена между Курско-Воронежским и Украинским щитами и тянется вплоть до Каспийского моря. В некоторых случаях мощные, неглубоко залегающие угольные пласты выделяются минимумами Δg_B за счет малой ($\sigma=1,1$ г/см³) плотности углей.

Гравиразведку применяют в комплексе с другими геофизическими методами и для разведки рудных и нерудных ископаемых, причем ее привлекают как для крупномасштабного картирования и выявления тектонических зон и структур, благоприятных для залегания тех или иных ископаемых, так и для непосредственных поисков и разведки месторождений. Существенное отличие рудной гравиметрии от нефтяной состоит в меньшей глубинности, большей детальности и точности разведки.

Классическим примером применения гравиметрии являются поиски и разведка железорудных месторождений (особенно Курская магнитная аномалия и Кривой Рог), где гравиразведку применяют для изучения структуры бассейна, картирования железорудной толщи и поисков богатых руд. На железорудных месторождениях наблюдаются локальные положительные аномалии за счет высокой плотности железосодержащих руд. Работы проводят совместно с магниторазведкой, что позволяет определить размеры, глубины залегания, мощности рудных залежей. В рудной разведке часто применяют вариометрическую съемку. Из-за высокой плотности хромитов гравиразведка практически является единственным методом поисков и разведки хромитовых руд. Несмотря на небольшие размеры рудных тел, при детальной разведке с гравиметрами и вариометрами можно разведать даже отдельные жилы.

На рудных колчеданных и полиметаллических месторождениях основным методом является электроразведка. Однако гравиразведка является хорошим методом для отделения рудных от безрудных электрических аномалий. С залежами колчеданных руд связаны интенсивные положительные аномалии за счет их повышенной плотности. Применяют как гравиметрическую, так и вариометрическую съемки, с помощью которых оценивают размеры и глубину залегания рудных тел.

Широкое применение находит гравиметрия и при разведке нерудных ископаемых. Интенсивными положительными локальными аномалиями часто выделяются пегматовые, кварцевые, корундовые, баритовые жилы, кимберлитовые алмазные трубки, месторождения слюды, марганца, боксита и многих других ископаемых. Минимумами выделяются месторождения минеральных солей.

Гравиразведку используют также при решении ряда инженерно-геологических задач: инженерно-геологическом картировании; изучении карстовых и трещиноватых зон; определении мощности ледовых покровов.

2.4.4 Космические средства изучения гравитационного поля Земли

После запуска первых искусственных спутников Земли (ИСЗ) возникла идея использовать их с целью определения параметров фигуры и гравитационного поля Земли. Методы спутниковой гравиметрии, основанные на существовании зависимости наблюдаемых возмущений орбит ИСЗ от аномалий силы тяжести, позволили получить модель стандартной Земли и усредненное, сглаженное поле аномалий.

Спутниковая альтиметрия. Метод спутниковой альтиметрии в принципе не отличается от радарной альтиметрии летящего самолета. На спутнике устанавливают радиоальтиметр, посылающий импульсы на Землю, отражение которых принимает спутник. Положение спутника на орбите относительно станции слежения определяют лазерным методом. Импульс посылается от наземной станции с известными координатами и возвращается уголковыми отражателями спутника. Используя новейшие лазеры, удалось достигнуть точности измерений расстояния станция - спутник, характеризующейся средней квадратической погрешностью в несколько сантиметров. В спутниковой альтиметрии решается обратная задача — определение расстояния от спутника до поверхности океана по нормали. Геоид определяется как уровенная поверхность, совпадающая со средней поверхностью океана, невозмущенной приливами, волнами и течениями.

Первые альтиметрические измерения выполнены в 1973 г. с американской космической лаборатории «Скайлэб». Более совершенная модификация радиовысотомера была установлена на геодезическом спутнике «Геос-3» (1975 г.). В 1978 г. улучшенная модель радиовысотомера на геодезическом спутнике «Сисет» обеспечила точность измерения высот в 0,1 м. Этот метод сейчас широко применяется для изучения океанических приливов, высоты волн, топографии поверхности мирового океана, геоида на океанах. Он позволяет определить коэффициенты разложения геопотенциала, для гармоник высоких порядков. С его помощью уточняются параметры нормальной Земли и строятся модели ее гравитационного поля. Совместная обработка данных «Геос-3» и «Сисет» позволила построить карту высот поверхности геоида с сечением 1 м и получить средние значения аномалий геоида по трапециям $1^\circ \times 1^\circ$; $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ и $0,25^\circ \times 0,25^\circ$.

Спутниковая альтиметрия и возможность построения детального океанического геоида позволили изучать внутреннее строение Земли по аномалиям геоида. В основе такой интерпретации лежит частотный анализ. Если поле высот геоида представить в виде ряда сферических функций, то гармоники 2-4 порядка, вероятно, отображают топографию границы ядро—мантия, 4—10 — аномальные плотности в нижних частях мантии. Гармоники 10—14 порядка соответствуют аномалиям плотностей средней мантии (600—2000 км). Детальные аномалии альтиметрического геоида отображают следующие особенности строения океанического дна: подводные горы, аккумуляцию осадков, рельеф фундамента и некоторые стационарные динамические эффекты вод океана (кольцевые или линейные течения). Аномалии геоида над рельефом дна зависят не только от структуры, но и от характера тектоники, возраста литосферы.

Спутниковая гравиметрия. Измерение ускорения свободного падения из-за неоднородного распределения масс Земли внутри ее физической фигуры основывается на следующих соображениях. Потенциал силы тяжести в главной своей части определяется как поле, зависящее только от радиальной координаты. Сила, действующая на спутник, по абсолютной величине в первом приближении также зависит только от расстояния и направлена вдоль радиуса, соединяющего центр тяжести Земли и центр тяжести спутника. При движении спутника изменяются расстояние относительно центра масс Земли и угловая координата, но так, что сохраняется момент инерции системы относительно центра поля.

Движение спутника вокруг Земли происходит по траектории, близкой к эллиптической, так что существует максимальное и минимальное расстояние от ее центра тяжести. В этих точках поворота траекторий радиальная скорость равна нулю. Возврат траектории не означает ее замыкание. Замыкание траектории возможно только при точном совпадении потенциала Земли с потенциалом для однородного шара. Отклонение от этого условия вызовет отклонение спутника, и траектория не будет замкнутой. Изменение же гравитационного потенциала по угловым координатам отражается в траектории спутника, которая будет смещаться вдоль этих координат и представлять сложную незамкнутую кривую, осциллирующую около эллипса и изменяющую свое положение в пространстве. Траектория спутника за длительное время описывает сложную поверхность, геометрия которой тесным образом связана с геометрией эквипотенциальной поверхности гравитационного потенциала на высоте движения спутника.

Таким образом, с большой степенью точности гравитационный потенциал можно представить по наблюдению за орбитой искусственных спутников. Коэффициенты разложения потенциала связаны с распределением плотности в Земле и прежде всего с ее массой и фигурой.