**Физические основы метода. Закон Ньютона.**

**1. Сила тяжести**

**(!)** Физической основой гравиметрии и гравиметрической разведки является **закон всемирного тяготения: между двумя материальными точками действуют силы взаимного притяжения** (силы тяготения или гравитационные силы).

Исаак Ньютон (1642-1727) показал, что эти силы прямо пропорциональны массам этих точек и обратно пропорциональны квадрату расстояния между ними.



R – расстояние между центрами масс m и M, т.е. радиус Земли;

G – гравитационная постоянная, равная .

Сила притяжения единичной массы (*m=1*) равна  и направлена к центру Земли.

Формула Ньютона определяет силу притяжения какой-либо массы на поверхности (m) всей массой Земли (M) для случая, когда используется аппроксимация Земли неподвижным шаром.

Реально на Земле, за счет вращения её вокруг своей оси, помимо сил гравитации действует ещё и центробежная сила (рис. 1).

|  |  |
| --- | --- |
| **ω**  **r**  **P**  **F**  **N**  **Fн**  **R**  **S** | **Рис.1 Силы, действующие на материальную точку на поверхности Земли**  Fн - сила Ньютоновского притяжения,  R - расстояние между центрами масс m и M, т.е. радиус Земли;  P - центробежная сила  r - радиус вращения материальной точи  ω - угловая скорость вращения Земли.  F – сила тяжести. |

**(!) Силой тяжести (F) называют равнодействующую двух сил – силы ньютоновского притяжения всей массой Земли (Fн) и центробежной силы, возникающей вследствие суточного вращения Земли (P).**

Центробежная сила (P) направлена по радиусу, перпендикулярному оси вращения (r), и определяется формулой , где ω – угловая скорость вращения Земли. Величина P изменяется от нуля на полюсе (r=0) до максимума на экваторе. Но даже на экваторе отношение (P/F) ≤ 1/288, поэтому сила тяжести почти целиком определяется силой притяжения, а ускорение силы тяжести практически равно ускорению притяжения .

Отнесенные к единице массы, эти силы характеризуются удельной силой тяжести g=F/m и её составляющими – удельным ньютоновским притяжением f=Fн/m и удельной центробежной силой P=P/m.

В гравиметрии, когда говорят "сила тяжести", обычно подразумевают именно *удельную силу тяжести*. Удельная сила тяжести и её составляющие выражаются в единицах ускорения.

**(!) В результате измерений силы тяжести мы всегда получаем суммарное влияние ВСЕХ источников, ВСЕЙ Земли, даже если сам объект изучения мал и локален.** Приступая к изучению гравитационного поля важно понимать и помнить, что на все материальные объекты, обладающие ненулевой массой, действует **суммарная** сила притяжения. Специфика интерпретации гравиметровых данных при решении конкретных геологических или геотехнических задач состоит в том, что начинается она всегда с выделения компоненты поля, связанной именно с изучаемым объектом.

**2. Единицы измерения**

Единицей ускорения в системе СИ является м/с2.

В гравиметрии традиционно используют более мелкую единицу – Гал, названный так в честь Галилео Галилея (1 Гал= 1 см/с2). В среднем на Земле ускорение силы тяжести g=981 Гал. Массы изучаемых объектов обычно очень малы (если только не идет речь о строении Земли, как планеты), поэтому в практике гравиметрии и гравиразведки применяется величина в 1000 раз меньшая – миллигал (мГал). Новейшая гравиметрическая аппаратура позволяет измерять аномалии поля с точностью в микрогалы (n×10-6 Гал) – аномалии, составляющие лишь 10-8-10-9 доли измеряемой величины (соотношение такое же, как если бы высоту спутника – тысячи километров мы смогли измерять с точностью до сантиметра). Если прежняя аппаратура обеспечивала точность съемки 0,1-0,2 мГал (при многократных измерениях чуть выше), то с микрогальными гравиметрами можно достоверно регистрировать аномалии силы тяжести амплитудой от сотых долей миллигала (1×10-5 Гал).

Увеличение точности измерений всегда означает и расширение круга решаемых задач:

* область традиционного применения гравиметрии расширилась на территории со слабой плотностной дифференциацией разреза;
* стало возможно изучать локальные объекты, размеры которых в десятки раз меньше, чем прежде;
* с появлением гравиметров нового поколения, гравиметрия стала применяться в совершенно новых областях – для решения инженерно-геологических и экологических задач, для режимных наблюдений над процессами, связанными с изменением плотностных характеристик разреза (задач мониторинга).

**(!) Единица измерения ускорения силы тяжести в гравиметрии – Гал (1 Гал= 1 см/с2). В среднем ускорение силы тяжести на Земле . В практике используются более мелкие единицы: миллигал () и микрогал ().**

**I.3 Гравитационное поле Земли. Потенциал силы тяжести.**

I.3.1 Гравитационное поле Земли

Структура гравитационного поля Земли в значительной степени определяется её формой. Земля в первом приближении является двухосным эллипсоидом вращения, экваториальный радиус которого a ≈ 6 378 км, а полярный с ≈ 6 357 км. Разница между экваториальным и полярным радиусами составляет всего 21 км. Эта разница, в совокупности с увеличением на экваторе центробежной силы, приводит к тому, что сила тяжести (g) на полюсе больше, чем на экваторе (соответственно gп= 983 Гал, gэ= 978 Гал).

I.3.2 Потенциал силы тяжести

Важной характеристикой гравитационного поля Земли является потенциал силы тяжести. В точке **А**, расположенной на расстоянии *rA* от центра Земли, выражение для потенциала силы тяжести принимается равным: .

Тогда потенциал в любой точке **B**, расположенной на продолжении радиуса *r*, , а разность потенциалов будет равна: . В пределе, при достаточно малом  имеем , и .

**(!) Сила тяжести есть производная потенциала силы тяжести по направлению к центру Земли**.

Объяснить суть потенциала силы тяжести можно и иначе. Работа, которая может быть произведена при движении притягиваемой точки по отрезку **∆**r, равна . Поэтому ∆W = -∆A, то есть работа силы тяжести по перемещению единичной массы на отрезке **∆***r* равна разности значений потенциала на концах этого отрезка.

При перемещении точки в направлении, перпендикулярном силе тяжести, ∂*W=0*. Это означает, что *W*=const. Поэтому гравитационное поле можно представить в виде набора бесконечного числа поверхностей, на которых потенциал остается постоянным, а ускорение силы тяжести направлено перпендикулярно этой поверхности.

**(!) Поверхности, на которых потенциал остается постоянным называют эквипотенциальными или уровенными. Одна из таких уровенных поверхностей Земли уникальна – она совпадает с невозмущенной волнениями поверхностью океанов и называется геоидом.**

Поле гравитационного потенциала определяется структурой Земли, как планеты. Форма и размеры аномалий потенциала в значительной степени обусловлены глубинными плотностными особенностями Земли. Общий вид потенциала силы тяжести Земли по данным спутниковых наблюдений приведен на рисунке 2.

|  |
| --- |
|  |
| Рис. 2 Трехмерная модель гравитационного потенциала Земли |

На рисунке видно, что аномалии не согласованы с контурами континентов - поле потенциала не имеет прямой, видимой связи с коровыми, материковыми особенностями. Это означает, что в результате интерпретации аномалий потенциала в первую очередь может быть получена информация о строении и астрофизических параметрах Земли, как планеты.

**3 Производные потенциала силы тяжести**

Полный вектор потенциала силы тяжести, как любая векторная величина, однозначно описывается совокупностью его производных по трем координатным осям . В частности, если ось z направить к центру Земли, то  а  – сила тяжести.

**(!) Поле силы тяжести представляет собой первую вертикальную производную потенциала .**

Поле силы тяжести эллипсоида осложнено крупными аномалиями по своим размерам сопоставимыми с материками - интенсивными максимумами, тяготеющими к континентам и основным горным системам и минимумами в зонах глубоководных океанических впадин. Эти особенности хорошо видны на трехмерной модели поля силы тяжести Земли, построенной по результатам высокоточных наблюдений со спутников NASA серии "GRACE", запущенных в марте 2002 г. (рис. 1.3).

|  |
| --- |
| Earth's gravity field as seen by GRACE |
| Рис 3. Трехмерная модель поля силы тяжести Земли |

В гравиметрии кроме первых производных изучаются вторые производные потенциала:  или их разности . Физический смысл этих выражений легко получить, если иметь в виду, что . Вторая производная  указывает на скорость изменения силы тяжести по оси х, т.е. является горизонтальным градиентом силы тяжести. Аналогичный смысл имеют вторые производные и .

**(!) Вторые производные характеризуют форму уровенной поверхности (геоида), изучаемую в геодезической гравиметрии. Практическая единица измерения градиентов силы тяжести Этвеш.** **, соответствует изменению силы тяжести в 0,1 мГал на 1 км.**

4. Нормальное значение силы тяжести

**(!) Нормальным значением силы тяжести () называется сила тяжести, обусловленная суточным вращением и притяжением Земли, в предположении, что она состоит из однородных по плотности концентрических слоев.**

Принимая Землю за эллипсоид, Клеро (1743г.) получил приближенную формулу для расчета нормальных значений поля силы тяжести на поверхности Земли: , где

g**э** - сила тяжести на экваторе;

φ - географическая широта пункта наблюдения;

β - коэффициент, зависящий от угловой скорости вращения и сжатия сфероида.

Сейчас для этих вычислений используется более точная формула:

,

где λ – географическая долгота точки наблюдения.

Из вышеизложенного ясно, что нормальные значения относятся к поверхности эллипсоида, которая совпадает с невозмущенной поверхностью мирового океана. Коэффициенты β, β1 и β2 зависят от формы Земли, ее угловой скорости вращения, распределения масс. По многочисленным измерениям можно определить эти неизвестные коэффициенты, их значения уточняются с появлением новых данных. Текущие значения: β=0,0053024, β1=0,0000059, β2=0 и сила тяжести на экваторе gэ=978,013 Гал.

Нормальные значения поля силы тяжести в любой точке Земной поверхности могут быть вычислены по приведенной выше формуле.

**(!) Нормальное поле используется в астрономии и геодезии для изучения формы и размеров Земли.**

5. Аномальное значение силы тяжести (Δg)*.*

Объектом изучения гравиразведки является часть поля силы тяжести, обусловленная суммарным влиянием всех геологических особенностей строения верхних частей Земной коры. С этих позиций, нормальное поле, связанное с гравитационным влиянием Земли, как планеты следует исключить, вычесть. Разность измеренного (или *наблюдённого*) значения поля силы тяжести gн и нормального поля γ0 называется *аномальным значением поля силы тяжести* Δg:

Δg= gн – γ0

**(!) Аномальное поле силы тяжести (Δg) главным образом определяется гравитационным влиянием плотностных неоднородностей верхних частей Земной коры и верхней мантии. Именно они являются основными объектами изучения при решении геологических задач, то есть, объектами гравиразведки.**

6. Редукции и аномалии поля силы тяжести

*Редукции силы тяжести*.

Наблюденные значения силы тяжести, независимо от способа их измерения, относятся к реальной поверхности Земли. Помимо геологических факторов на гравитационное поле оказывает влияние высота точки наблюдения (удаленность её от поверхности геоида), плотностные неоднородности верхних слоев Земли под точкой наблюдения, рельеф окружающей местности и др. Для исключения их влияния в наблюденные значения вводят поправки или, как их еще называют, редукции. Основные редукции имеют собственные названия, это редукция «в свободном воздухе», редукция Фая, редукция Буге, топографическая редукция. Название редукции определяет название соответствующих аномалий силы тяжести.

Поправка за высоту (δg1).

Чтобы учесть высоту точки наблюдения от поверхности Земного эллипсоида, в предположении, что между ней и уровнем моря нет никаких притягивающих масс, вводится поправка за высоту (δg1), которую обычно называют поправкой за "свободный воздух".

Поле силы тяжести с удалением от центра Земли на 1 метр убывает в среднем на 0,3086 мГал. Чтобы исключить этот, не связанный с геологическим строением, фактор, в наблюдения вводится поправка, рассчитываемая по формуле: ,

где δg1 в миллигалах, а h – (высота над уровнем моря) в метрах.

Поправка положительна для точек наблюдений, находящихся выше уровня геоида, и отрицательна для точек, расположенных ниже уровня.

Разность между наблюденным значением (**gн**) и нормальным (**γ0**) с учетом поправки за высоту, рассчитанная по формуле  называется «аномалией в свободном воздухе.

Аномалии в свободном воздухе отражают суммарное влияние плотностной неоднородности горных пород и влияние дополнительных масс, вызванное рельефом. В условиях расчлененного рельефа с большим перепадом высот (порядка нескольких сотен метров) аномалии в свободном воздухе в значительной степени отражают особенности рельефа, затушевывающие гравитационный эффект верхних частей геологического разреза. Поэтому эти аномалии используются, главным образом, при изучении фигуры Земли в геодезической гравиметрии. Исключение могут составлять обширные равнинные участки, где аномалии в свободном воздухе могут быть привлечены для изучения глубинной структуры.

|  |
| --- |
| http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/2/26/Herv%C3%A9_Faye.jpg  Эрве Огюст Этьен Фай (1814-1902) |

Очень часто аномалии силы тяжести в свободном воздухе не совсем точно называют аномалиями Фая, названными так в честь французского астронома, геодезиста Эрве Огюста Этьена Фая, впервые использовавшего эту аномалию. Строго говоря, аномалии Фая от аномалий в свободном воздухе отличаются тем, что в поправке Фая учитывается гравитационное влияния дальних зон (200-500 и более километров).

Поправка за притяжение промежуточного слоя δg2

При введении поправки за свободный воздух или поправки Фая влияние масс (плотностных неоднородностей), лежащих между уровнем точки наблюдения и уровнем моря, не учитывается. В действительности, слой между реальной поверхностью Земли и уровнем моря обладает некоторой плотностью. Этот слой создает дополнительный практически не связанный с геологическим фактором гравитирующий эффект, впервые замеченный французским математиком Пьером Буге (1698-1758). Чтобы исключить действие масс, расположенных между точкой наблюдения и уровнем моря (в первом приближении - плоскопараллельный слой), рассчитывается поправка за притяжение промежуточного слоя:

, где δg2 в миллигалах,

h – абсолютная высота точки наблюдения в метрах,

σ – средняя плотность пород в этом слое в г/см3. Это поправка Буге.

|  |
| --- |
| http://www.peoples.ru/science/founder/pier_bouguer/bouguer_buger.jpgПьер Буге  (1698-1758) |

Поправки Буге вычисляют со средней плотностью, типичной для регионов (обычно для равнинных областей, сложенных в основном осадочными породами, принимается равной 2,3 г/см3 , для остальных территорий используется  2,67 г/см3). Поправка Буге имеет знак, противоположный знаку поправки за свободный воздух.

Аномалией Буге называется разность между наблюденным значением (gн) и нормальным полем (γ0) с учетом поправки за высоту (δg1) и притяжение промежуточного слоя (δg2):



Величина аномалий Буге в значительной степени определяется влиянием геологических структур. Из факторов не геологической природы остается боковое притяжение рельефа местности вблизи точек наблюдения.

Поправка за рельеф **δg3**.

Влияние бокового притяжения рельефа местности, окружающего пункт наблюдения исключается топографической поправкой (**δg3**).

Вычисление топографических поправок сводится к вычислению гравитирующего эффекта масс, заключенных между поверхностью рельефа и некоторой поверхностью, проходящей через гравиметрический пункт. В зависимости от масштаба работ и необходимой точности наблюдений, последняя может аппроксимироваться плоскостью, сферой или эллипсоидом. Разработаны различные способы расчета δg3, реализованные с помощью палеток, номограмм и компьютерных технологий.

Поправка за рельеф всегда положительна. В равнинной местности поправка за рельеф может оказаться пренебрежимо малой, тогда достаточно учесть две описанные выше редукции.

**(!) Для целей геологической интерпретации поля силы тяжести используются аномалии Буге, включающие редукцию к уровню моря (поправки Фая), учет притяжения промежуточного слоя (поправки Буге) и поправки за рельеф:**

