

А.М.ЛОБАНОВ

ГРАВИРАЗВЕДКА

Краткий курс

Москва

2017

УДК 550.83:553.3/4
ББК 26.2

А.М.ЛОБАНОВ

ГРАВИРАЗВЕДКА

Краткий курс

Учебное пособие для студентов геологических
специальностей

**Москва
2017**

Автор Лобанов Александр Михайлович к.т.н., доцент,
специалист по высокоточной гравиразведке.

Данное пособие представляет собой конспект лекций по гравиразведке, читаемых автором в Российском государственном геологоразведочном университете имени Серго Орджоникидзе (МГРИ – РГГРУ) для студентов геологических специальностей.

Написано и издано по личной инициативе и за счет личных средств автора. © 2017

О Г Л А В Л Е Н И Е

	стр.
ПРЕДИСЛОВИЕ	4
ВВЕДЕНИЕ	5
ЭЛЕМЕНТЫ ТЕОРИИ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ	6
Закон всемирного тяготения	6
Сила притяжения, потенциал силы притяжения	8
Вопросы для самоконтроля	19
СИЛА ТЯЖЕСТИ	20
Потенциал силы тяжести и его производные	20
Вариации силы тяжести	23
НОРМАЛЬНОЕ ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ.....	25
Вопросы для самоконтроля	28
РЕДУКЦИИ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ	29
Понятие аномалии силы тяжести	29
Редукция Брунса	30
Редукция Прея	30
Редукция Фая	30
Редукция Буге	30
Поправка за влияние рельефа местности	33
Вопросы для самоконтроля	35
ГРАВИМЕТРИЧЕСКАЯ АППАРАТУРА	36
ГРАВИТАЦИОННЫЙ КАРОТАЖ	43
Вопросы для самоконтроля	49
ПРИНЦИПЫ ИЗМЕРЕНИЯ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ В ДВИЖЕНИИ.....	50
ТЕХНОЛОГИЯ ГРАВИМЕТРИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ	54
Наземные гравиметрические съемки	54
ПРИМЕНЕНИЕ ГРАВИРАЗВЕДКИ.....	62
Вопросы для самоконтроля	77
ЛИТЕРАТУРА.....	78

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящая брошюра представляет собой конспект лекций общего курса гравитационной разведки для студентов геологической специальности очного отделения, а также вечернего и заочного отделений специальности «Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых». В брошюре изложены основные понятия элементов теории гравитационной разведки, принципы работы абсолютных и относительных гравиметров, методики полевых измерений силы тяжести, обработка результатов измерений, а также применение гравиразведки при решении различных геологических задач. Более детальное изложение курса гравиметрической разведки, а также способов интерпретации гравиметрических данных можно найти в соответствующих учебниках и брошюрах, список которых дан в конце работы. Брошюра может быть использована также студентами очного отделения геофизических специальностей, изучающих курс геофизических методов разведки, а также бакалаврами и магистрантами геологической направленности. При составлении данного конспекта лекций использован опыт преподавания соответствующей дисциплины в России и за рубежом, на очном, вечернем и заочном отделениях МГРИ-РГГРУ, а также более чем тридцатилетний опыт работы автора в гравитационной разведке.

ВВЕДЕНИЕ

Гравитационная разведка (или сокращенно – гравиразведка) является одним из геофизических методов изучения верхней части Земной коры с целью поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. Она является прикладной ветвью более широкой геофизической дисциплины – гравиметрии, занимающейся измерениями силы тяжести с целью решения научно-прикладных задач (определение фигуры Земли, исследование изменения силы тяжести во времени, решение различных геодинамических задач, мониторинг сейсмоактивных зон, контроль разработки месторождений нефти и газа и др.).

Физической основой гравиразведки является дифференциация горных пород по плотности, теоретической основой является закон всемирного тяготения Ньютона. Присутствие в земной коре более тяжелых пород по сравнению с окружающими породами приводит к увеличению силы тяжести в этой зоне, т. е., создает положительные аномалии силы тяжести, относительно легкие породы – наоборот, характеризуются отрицательными аномалиями. Простейшим прибором для измерения силы тяжести является вертикальная пружина с грузиком постоянной массы на конце. Растяжение пружины зависит от наличия в земной коре пород различной плотности. Так, например, если кристаллический фундамент, состоящий, как правило, из пород более высокой плотности по сравнению с осадочными породами, образует рельеф, засыпанный осадочными породами, то сила притяжения над ним будет больше, чем на участке, где находится депрессия (рис. 1). Таким образом, если горные породы земной коры дифференцированы по плотности и границы раздела пород с различными плотностями не горизонтальны, то имеет место образование гравитационных аномалий и гравитационная разведка может быть использована с целью изучения геологического строения земной коры в данном районе.

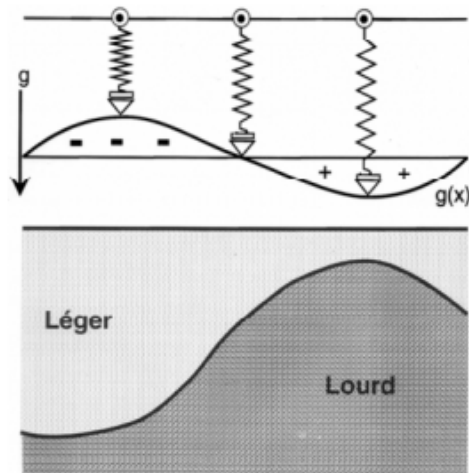


Рис.1. Физические основы гравиразведки. Депрессии характеризуются отрицательными аномалиями силы тяжести, выступы кристаллического фундамента, состоящего из более плотных пород, вызывают положительные аномалии. [12]

При горизонтальном же залегании пород, даже сильно дифференцированных по плотности, образование аномалий не происходит. Величина и характер аномалий зависит от объема и плотности аномалиеобразующих тел (от их массы), от глубины и формы их залегания, а также от присутствия других объектов, создающих гравитационные поля, так как измеряемое гравитационное поле аддитивно. В гравиразведке измеряется суммарный гравитационный эффект, от всех объектов, находящихся вокруг пункта измерения, который в ряде случаев может и отсутствовать по причине наложения отрицательных и положительных аномалий.

По мере повышения точности измерения гравитационного поля расширяется круг решаемых гравиразведкой задач и область ее применения. В настоящее время измерения гравитационного поля производятся на поверхности Земли, в скважинах и шахтах, под водой, на кораблях, самолетах и вертолетах.

ЭЛЕМЕНТЫ ТЕОРИИ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ

Закон всемирного тяготения.

Начало экспериментальному изучению силы притяжения Земли, или силы тяжести, было положено Г. Галилеем в конце 16-го века. В 1590 г. он показал, что мерой силы тяжести является ускорение и численно определил эту величину.

Гравитационный метод разведки основывается на законе всемирного тяготения И.Ньютона, который был сформулирован в 1687 г. Согласно этому закону все материальные тела *в виде материальных точек* притягиваются друг к другу с силой, прямо пропорциональной произведению масс и обратно пропорциональной квадрату расстояния между ними. Гравитационное взаимодействие существует между всеми материальными телами и к настоящему времени не обнаружено препятствий (экранов) такому взаимодействию. Между двумя точечными массами m_1 и m_2 , расположенными на расстоянии r друг от друга закон всемирного тяготения Ньютона выражается формулой:

$$F = k \frac{m_1 m_2}{r^2}$$

где: k - всемирная гравитационная постоянная.

Единица измерения силы в системе СИ – ньютон. В качестве единицы ускорения в системе СИ принимается такое ускорение, которое получает масса 1кг под действием силы в 1 ньютон, т.е. – 1м/с^2 . В гравиметрии широко используется внесистемная единица измерения ускорения (из системы СГС) - Гал. Это ускорение, развиваемое массой в 1 г под действием силы в 1 дину, т.е. $1\text{ Гал} = 1\text{см/с}^2$ (обозначается Гал). В гравirazведке 1 Гал является очень крупной единицей. В настоящее время при измерениях гравитационных полей широко используются производные единицы от Гала:

$$1\text{мГал} = 10^{-3}\text{ Гал} = 10^{-5}\text{ м/с}^2$$

$$1\text{мкГал} = 10^{-6}\text{ Гал} = 10^{-8}\text{ м/с}^2$$

Округляя значение ускорения свободного падения на поверхности Земли G до 10 м/с^2 , единица в 1 мкГал соответствует 1 наноG . Полезно знать следующие соотношения:

$$1 \text{ мкм/с}^2 = 10^{-6} \text{ м/с}^2 = 0.1 \text{ мГал}$$

$$1 \text{ нм/с}^2 = 10^{-9} \text{ м/с}^2 = 0.1 \text{ мкГал.}$$

В англо-американской литературе 1 мкм/с^2 часто называют единицей силы тяжести.

Численное значение постоянной тяготения k определяется экспериментально. Впервые k была определена английским физиком Генри Кавендишем с помощью крутильных весов Кулона в 1798 году. В настоящее время гравитационная постоянная равна:

$$k = 6.673 \cdot 10^{-11} \text{ м}^3 \text{ кг}^{-1} \text{ с}^{-2}$$

Сила притяжения, потенциал силы притяжения

Сила притяжения является векторной величиной, поэтому ее направление и величина может быть определена по ее составляющим в рассматриваемой системе координат. В прямоугольной системе координат в абстрактном пространстве, элементы притягивающих масс обозначаются обычно буквами греческого алфавита ξ, η, ζ , координаты же точки в которой вычисляется сила притяжения (или измеряется) – буквами латинского алфавита x, y, z (рис.2). В учебной и научной литературе при решении теоретических задач часто используют полярную или цилиндрическую системы координат в зависимости от удобства решения.

При вычислении силы притяжения от произвольного распределения масс используют следующий подход. Из физического тела произвольной формы и произвольного распределения плотности по объему выделяют бесконечно малый элемент массы $dm = \sigma d\xi d\eta d\zeta$ кубической формы с плотностью σ который аппроксимируют материальной точкой. В этом случае, для произвольно выбранного элемента массы dm , в точке $A(\xi, \eta, \zeta)$ в

соответствие с законом всемирного тяготения Ньютона можем написать:

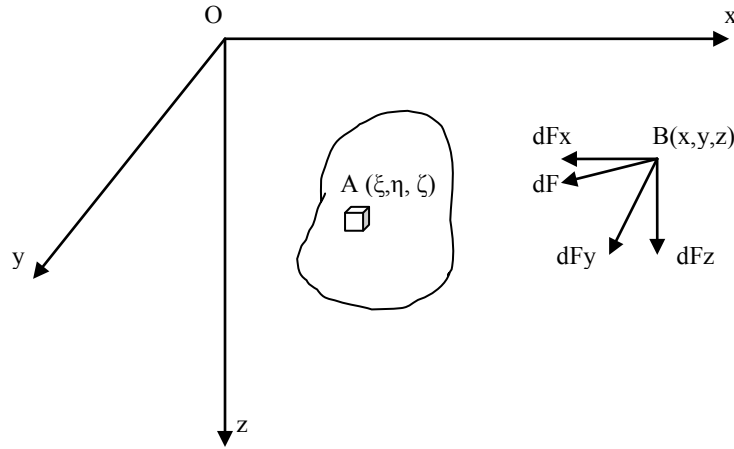


Рис.2. Взаимное расположение наблюдателя В и источника А гравитационного поля.

$$dF = k \frac{dm}{r^2} = k\sigma \frac{d\xi d\eta d\zeta}{r^2} = k\sigma \frac{dv}{r^2}$$

$r = \sqrt{(\xi - x)^2 + (\eta - y)^2 + (\zeta - z)^2}$ - расстояние между точкой А, где находится элемент массы dm и точкой В, в которой определяется значение силы притяжения.

$$dF_x = dF \cos(F, x) = k\sigma \frac{(\xi - x)dv}{r^3}; dF_y = k\sigma \frac{(\eta - y)dv}{r^3}; dF_z = k\sigma \frac{(\zeta - z)dv}{r^3}$$

где: dF_x, dF_y, dF_z составляющие силы притяжения по соответствующим осям прямоугольной системы координат X,Y,Z.

Составляющие силы притяжения всего тела в точке В очевидно будут равны:

$$F_x = k \iiint \frac{(\xi - x)}{r^3} dm = k\sigma \iiint \frac{(\xi - x)}{r^3} dv.$$

$$F_y = k \iiint \frac{(\eta - y)}{r^3} dm = k\sigma \iiint \frac{(\eta - y)}{r^3} dv.$$

$$F_z = k \iiint \frac{(\zeta - z)}{r^3} dm = k\sigma \iiint \frac{(\zeta - z)}{r^3} dv.$$

Составляющие F_x , F_y и F_z являются также частными производными от скалярной функции $U(x,y,z)$

$$U(x,y,z) = k\sigma \iiint \frac{d\xi d\eta d\zeta}{\sqrt{(\xi - x)^2 + (\eta - y)^2 + (\zeta - z)^2}} = k\sigma \iiint \frac{dv}{r}$$

$$\text{т.е. } F_x = \frac{dU}{dx}; \quad F_y = \frac{dU}{dy}; \quad F_z = \frac{dU}{dz}$$

Эта функция называется объемным потенциалом притяжения и по физическому смыслу представляет собой работу, затрачиваемую при перемещении единицы массы в гравитационном поле на расстояние S .

$$U=FS$$

Изменение потенциала точки не зависит от геометрии пути, а определяется лишь координатами начальных и конечных точек перемещения потенциального поля. Функция

$$U(x,y,z) = \text{const}$$

характеризует уравнение так называемой уровенной поверхности, т.е. поверхности постоянного потенциала (например, поверхность воды в спокойном состоянии представляет собой уровенную поверхность). Величина силы притяжения на уровенной поверхности не обязательно постоянна, она лишь направлена перпендикулярно к ней, но зависит от расстояния между уровенными поверхностями определяемое по нормали к последним. При увеличении силы притяжения расстояния между ними уменьшается и, наоборот, при уменьшении силы, это расстояние увеличивается. Если притягивающий объект имеет произвольную форму или неравномерное распределение масс, то изолинии потенциала притяжения отражают эти параметры. Поле потенциала силы притяжения изображается в виде карты изолиний в метрах или в сантиметрах. По физическому смыслу такая карта характеризует расстояние в данной точке при котором совершается единица работы по перемещению единицы массы от поверхности объекта по нормали к уровенной поверхности. Заметим, что в реальной жизни, сила тяжести Земли является доминирующей и ее вектор совпадает с направлением отвеса (вертикали) в любой точке Земли. Именно по направлению силы тяжести и определяется направление отвеса. Приборы для измерения силы тяжести (гравиметры)

всегда нивелируются относительно этого направления, поэтому на практике сила тяжести Земли рассматривается как скалярная величина.

Введение потенциальной функции, которая является скалярной величиной, сделано для удобства теоретических исследований векторной величины G , так как оперировать со скалярными функциями значительно проще. Основные свойства потенциальной функции:

- потенциал притяжения и его первые производные – однозначные, непрерывные и конечные функции координат притягиваемой точки во всем пространстве вне притягивающих масс;

- потенциал притяжения – функция регулярная, т.е. на бесконечности стремится к нулю; при удалении от притягивающих масс произведение стремится к конечному пределу, равному

$$\lim_{r \rightarrow \infty} (rU) = km$$

- в каждой точке вне притягивающих масс потенциал притяжения удовлетворяет уравнению Лапласа:

$$\frac{d^2U}{dx^2} + \frac{d^2U}{dy^2} + \frac{d^2U}{dz^2} = 0$$

т.е. потенциал притяжения (а также его первые производные) является функцией гармонической, что позволяет применять хорошо разработанный математический аппарат спектральных преобразований функций при исследовании аномалий гравитационного поля. В частности, многие виды преобразования гравитационных аномалий (осреднение, пересчеты аномалий в верхнее и нижнее полупространства, вычисление высших производных и др.) нередко рассматриваются как процесс частотной фильтрации в пространственной области (в которой частота измеряется в единицах обратных расстоянию).

-внутри гравитирующих масс потенциал притяжения удовлетворяет условию Пуассона:

$$\frac{d^2U}{dx^2} + \frac{d^2U}{dy^2} + \frac{d^2U}{dz^2} = -4\pi k\sigma$$

т.е. внутри масс потенциал притяжения не является гармонической функцией.

При геологическом изучении земной коры часто имеют дело со структурами и геологическими образованиями вытянутой формы (жилы,

вертикальные штокообразные интрузии, разломы, горизонтальные слои, валы и т.д.). Такие тела и структуры могут рассматриваться как двумерные. Если длина структуры превышает более чем в пять раз его глубину залегания, то такая структура практически считается двумерной, т.е. бесконечного простираения по одной из осей прямоугольных координат (обычно вдоль оси Y). В этом случае, предполагая неизменной геометрию сечения, величина силы притяжения от таких тел будет определяться только параметрами сечения. Притяжение двумерных тел характеризуется логарифмическим потенциалом притяжения:

$$U(x,z) = k\sigma \iint \ln[(\xi - x)^2 + (\zeta - z)^2] d\xi d\zeta = k\sigma \iint \ln r^2 ds$$

где $r = \sqrt{(\xi - x)^2 + (\zeta - z)^2}$ - расстояние между элементом массы и рассматриваемой точкой.

Частные производные от $U(x,z)$ представляют собой составляющие силы притяжения по осям X и Z .

$$\frac{dU(x,z)}{dx} = F_x = 2k\sigma \iint \frac{\xi - x}{r^2} d\xi d\zeta = 2k\sigma \iint \frac{\xi - x}{r^2} ds$$

$$\frac{dU(x,z)}{dz} = F_z = 2k\sigma \iint \frac{\zeta - z}{r^2} d\xi d\zeta = 2k\sigma \iint \frac{\zeta - z}{r^2} ds$$

Вычисление составляющих сил притяжения в двумерном варианте проще чем в трехмерном случае без существенной потери точности при решении практических задач.

При замене трехмерных тел двумерными аналогами бесконечного простираения необходимо изменить понятие массы таких тел. В случае двумерных тел вводят понятие линейной плотности λ и массы μ , равные:

$$\lambda = \sigma d\xi d\zeta = \sigma ds ; \mu = \lambda s$$

т.е. λ характеризует массу единицы площади сечения, а μ - массу всего сечения единицы длины двумерного тела в соответствующей системе единиц.

В настоящее время, с развитием компьютерных технологий в гравиразведке, большей частью используют трехмерные модели геологических тел.

Вторые производные потенциала притяжения являются градиентами составляющих сил притяжения по соответствующим направлениям. Продифференцировав дважды выражение потенциала притяжения $U(x,y,z)$ по переменным x, y, z получим 6 вторых производных:

$$U_{xz}, U_{yz}, U_{zz}, U_{xx}, U_{yy}, U_{xy}$$

При практических расчетах ось Z направлена вниз (по линии отвеса – направлению силы притяжения Земли), поэтому первые три производные являются градиентами силы притяжения Земли, остальные три производные характеризуют кривизну уровенной поверхности гравитационного поля в рассматриваемой точке. Более подробно ознакомиться с физическим смыслом вторых производных потенциала силы притяжения можно в [1,4,6,10].

Единицей измерения вторых производных потенциала притяжения является Этвеш (по имени венгерского ученого Л.Этвеша, первым изучившим связь вторых производных потенциала притяжения с геологическими неоднородностями земной коры и построившим прибор – вариометр, для их измерения), русское обозначение Э, международное Е. $1\text{Э} = 10^{-9}\text{с}^{-2}$. Один Этвеш соответствует изменению силы притяжения на 0.1 мГал на расстоянии в 1 км.

Выпишем некоторые общие интегральные выражения для вторых производных потенциала притяжения:

$$U_{xz}(x, y, z) = -3k\sigma \iiint \frac{(\xi - x)(\zeta - z)}{r^{5/2}} d\xi d\eta d\zeta = -3k\sigma \int_v \frac{(\xi - x)(\zeta - z)}{r^{5/2}} dv$$

$$U_{zz}(x, y, z) = k\sigma \int_v \frac{2(\zeta - z)^2 - (\xi - x)^2 - (\eta - y)^2}{r^{5/2}} dv$$

$$U_{xz}(x, z) = -4\pi k\sigma \iint \frac{(\xi - x)(\zeta - z)}{r^4} d\xi d\zeta = -4\pi k\sigma \int_s \frac{(\xi - x)(\zeta - z)}{r^4} ds$$

$$U_{zz}(x, z) = 2k\sigma \iint \frac{(\zeta - z)^2 - (\xi - x)^2}{r^4} d\xi d\zeta$$

Вычисление потенциала притяжения и его производных от заданного распределения масс представляет собой прямую задачу гравиразведки. Она имеет единственное решение, т.е. заданному распределению масс соответствует только единственное распределение гравитационного поля.

Но при произвольном распределении масс, т.е. для тел произвольной формы и с произвольным распределением плотности по объему прямая задача теоретически не разрешима. При практических решениях прямых задач геофизики пользуются моделями, т.е. упрощенными представлениями о реальных геологических структурах. Применяют следующие основные упрощения:

- формы: в этом случае реальное геологическое тело аппроксимируется фигурой правильной и достаточно простой формы, либо набором таких фигур: например, тело изометричной формы аппроксимируется сферой; структуры типа сброса представляются вертикальными или наклонными ступенями; вертикальные штокообразные интрузии – вертикальными цилиндрами; рудные жилы – наклонными или вертикальными пластами и т.д.

- характера распределения плотности геологического тела: наиболее часто допускают однородное значение плотности во всем геологическом теле или допускают простой закон ее изменения, например, линейный или слоистый.

- характера границы раздела плотности геологического тела; практически всегда предполагается резкая и линейно-кусочная граница раздела плотности, хотя реально такие границы встречаются редко.

При этих допущениях прямая задача гравиразведки становится решаемой. В теории потенциала доказывается, что притяжение однородного по плотности всего сферического тела или изменяющейся послойно, эквивалентно притяжению материальной точки в которой сконцентрирована вся масса сферы. Поэтому формула притяжения для сферического тела достаточно проста, так как тройной интеграл по объему в этом случае равен $4/3 \pi R^3$ и решение прямой задачи для материальной точки (шара, шарового слоя или тонкого сферического слоя) для внешних точек выражается формулой:

$$V_z(x, y, z) = 4/3 \pi R^3 k \sigma \frac{\zeta - z}{[(\xi - x)^2 + (\eta - y)^2 + (\zeta - z)^2]^{3/2}} = kM \frac{\zeta - z}{r^3}$$

Графики изменения некоторых производных потенциала силы притяжения для шара показаны на рис.3. Шаром может быть аппроксимировано достаточное большое число геологических объектов. Это рудные тела изометрической формы, антиклинальные поднятия в фундаменте, соляные купола, участки карста и т.д. Чем больше глубина

залегания геологического объекта, тем точнее гравитационные аномалии от них приближаются к теоретическим аномалиям от шара. В пределе, все гравитирующие объекты, при удалении от них фокусируются в материальные точки. Следует заметить, что сферы различного диаметра и плотности, но имеющие одинаковые массы и глубину залегания оказывают совершенно одинаковое притяжение.

Обратная задача гравиразведки заключается в определении параметров аномалиеобразующих тел по измеренному распределению гравитационного поля. В отличие от прямой задачи, обратная задача не имеет единственного решения, т.е. заданному распределению гравитационного поля могут соответствовать бесчисленные варианты распределения избыточных или недостаточных масс. Степень неоднозначности уменьшается если использовать априорную геолого-геофизическую информацию (например, знание избыточной плотности, формы аномального тела, глубины залегания верхней границы аномального тела и т.д.) или использовать данные других геофизических методов. **В настоящее время разработаны методы интерпретации, позволяющие однозначно определять некоторые параметры геологических тел (общую избыточную массу, глубину залегания центра тяжести тела, глубину залегания ближайших к поверхности угловых точек и т.д.) без всякой априорной информации.**

При аппроксимации источников гравитационных аномалий телами правильной, достаточно простой формы, и задании избыточной плотности возможно однозначное решение обратной задачи гравиразведки. Так, например для шара, глубина залегания его центра равна 1.305 величины абсциссы половины максимума аномалии. Общая избыточная масса шара определяется однозначно по кривой аномалии силы тяжести, а при известной плотности, вычисляется и радиус шара. Надежность вычисления параметров шара можно увеличить, если использовать несколько характерных точек кривой Δg , т.е. абсциссы различных долей максимума аномалии. Такой подход к решению обратных задач носит название метода характерных точек аномалий. Более детально ознакомиться с методом решения обратных задач по характерным точкам аномалий силы притяжения и их производным для более широкого класса моделей можно, в работах [1,4].

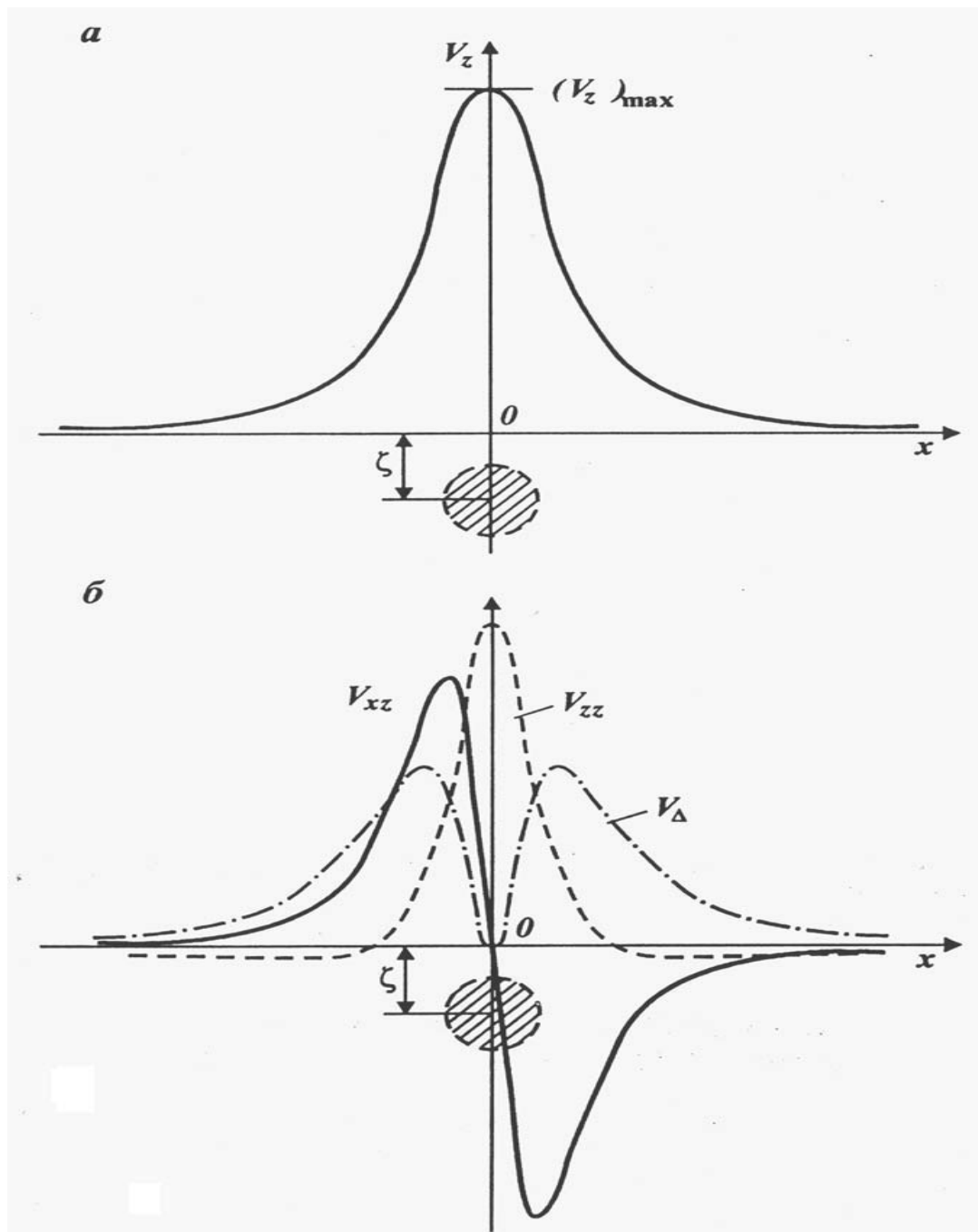


Рис. 3. Графики производных потенциала силы притяжения от шарообразной массы. **а** – первая вертикальная производная (вертикальная составляющая силы притяжения); **б** – вторые производные.

Интегрируя выражение для сферы, т.е. для материальной точки, по оси Y в бесконечных пределах получим выражение для решения прямой задачи гравirazведки для так называемой горизонтальной материальной линии (для горизонтально залегающего цилиндра):

$$U_z(x, z) = 2\pi R^2 k \sigma \frac{\zeta - z}{(\xi - x)^2 + (\zeta - z)^2} = 2\mu k \frac{\zeta - z}{r^2}$$

где: $\mu = \pi R^2 \sigma$ - линейная плотность, равная массе единицы длины сечения горизонтального цилиндра. Для горизонтального цилиндра глубина залегания его центра равна абсциссе половины максимума аномалии Δg .

Интегрируя выражение U_z для сферы по оси Z в пределах от ζ_1 до ζ_2 получим формулу для вычисления производных потенциала силы притяжения для вертикальной материальной линии, или для вертикального цилиндра:

$$U_z(x, z) = k\mu \left[\frac{1}{\sqrt{(\xi - x)^2 + (\zeta_1 - z)^2}} - \frac{1}{\sqrt{(\xi - x)^2 + (\zeta_2 - z)^2}} \right]$$

При $\zeta_2 \rightarrow \infty$ и при выборе начала координат в эпицентре вертикального цилиндра (т.е., при $\xi = 0$ и $Z = 0$ получим:

$$U_z(x, z) = \frac{k\mu}{\sqrt{x^2 + \zeta_1^2}}$$

где $\mu = \pi R^2 \sigma$ - линейная масса вертикального цилиндра, т.е. масса единицы длины сечения вертикального цилиндра. **Формулы решения прямой задачи для вертикального цилиндра (вертикальной материальной линии, или вертикального материального стержня) действительны только при $\zeta_1 \leq R$.**

Интегрируя выражение U_z для горизонтальной материальной линии по оси X в пределах от 0 до бесконечности, получим выражение для решения прямой задачи гравirazведки для горизонтальной материальной полуплоскости:

$$U_z(x, z) = 2k\mu \left(\frac{\pi}{2} + \operatorname{arctg} \frac{\xi - x}{h} \right)$$

где: h – глубина залегания центра плоскости, а $\mu = \sigma\Delta\zeta$ – так называемая поверхностная масса, равная произведению избыточной плотности плоскости на ее толщину. **При этом глубина залегания центра плоскости не должна быть меньше половины толщины этой плоскости.**

Выражение для вертикального тонкого пласта (глубина залегания верхней части пласта должна быть больше его половины толщины) имеет следующий вид:

$$U_z(x,0) = k\mu \ln \frac{(\xi - x)^2 + \zeta_2^2}{(\xi - x)^2 + \zeta_1^2}$$

где ζ_1 и ζ_2 – глубины залегания верхней и нижней границ пласта.

Аналогично получаем формулы для наклонных пластов и наклонных ступеней [4]. Комбинируя соответствующим образом реальный геологический разрез набором тел правильной формы можно решить с достаточной степенью точности прямую задачу гравиразведки для горизонтально залегающих тел, имеющих сечения произвольной формы, аппроксимируя их в виде многоугольников. Так для многоугольника, сечение которого показано на рис. 4 вычисление $U_z(x,z)$ сведется к вычислению суммы $U_z(x,z)$ для двух наклонных ступеней I и II из которых нужно вычесть притяжение трех наклонных ступеней III, IV и V.

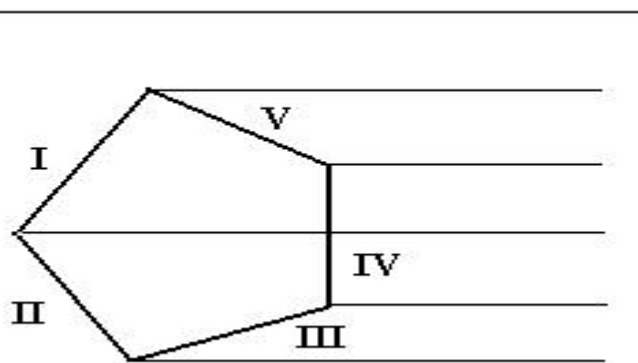


Рис. 4. Решение прямой задачи гравиразведки для горизонтального многоугольника состоит из суммирования и вычитания гравитационных эффектов от наклонных уступов.

Вопросы для самоконтроля

1. Физические основы гравirazведки. Как определяется избыточная плотность или ее дефект?
2. Как соотносятся между собой потенциал притяжения, сила и ее градиенты?
3. Переведите величину 3.53 мкм/с^2 в мГал.
4. В каких единицах измеряются градиенты силы притяжения?
5. Создают ли аномалии силы притяжения горизонтально залегающие пласты, дифференцированные по плотности?
6. В чем заключается принцип суперпозиции гравитационных полей?
7. Имеется ли нелинейная зависимость между источниками гравитационных полей?
8. Каков физический смысл потенциала притяжения и его вторых производных?
9. Перечислите основные свойства потенциала притяжения.
10. Какие возможности открываются для изучения гравитационного поля уравнением Лапласа?
11. Что такое логарифмический потенциал силы притяжения?
- 12.. Чем отличается линейная плотность от обычного понятия объемной плотности?
13. Чем отличается поверхностная плотность от обычного понятия объемной плотности?
14. Чем отличается модель от реального геологического тела?
15. Что такое прямая задача гравirazведки и где она используется?
16. Что такое обратная задача гравirazведки и в чем ее принципиальное отличие от прямой задачи? Основные подходы решения обратной задачи.

СИЛА ТЯЖЕСТИ

Потенциал силы тяжести и его производные.

Каждая точка на земной поверхности находится под влиянием не только ньютоновской силы притяжения, но и под влиянием центробежной силы C , возникающей вследствие вращения Земли. Величина центробежной силы зависит только от расстояния рассматриваемой точки до оси вращения (рис.5). Таким образом, сила тяжести есть векторная сумма ньютоновской силы притяжения F и центробежной силы C .

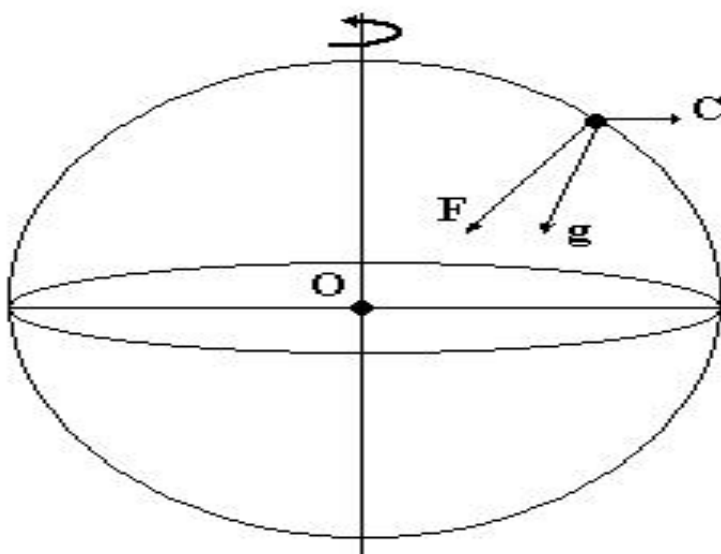


Рис. 5. Сила тяжести g равна векторной сумме ньютоновской силы притяжения F и центробежной силы C .

Центробежная сила уменьшает ньютоновскую силу притяжения. На полюсах Земли, где центробежная сила отсутствует, сила тяжести g максимальна. Увеличение силы тяжести на полюсах вызвано также уменьшением полярного радиуса Земли, примерно на 21 км вследствие ее сжатия, вызванного вращением последней, и равного примерно $1/298.24$, что приводит к дополнительному

увеличению силы тяжести еще примерно на 1,8 Гал. Максимальное значение центробежной силы будет на экваторе, где она равна примерно 3,4 Гал. Сила тяжести на поверхности Земли меняется в пределах от 978 до 983,2 Гал.

Потенциал центробежной силы равен:

$$V = \frac{\omega^2 \rho^2}{2}$$

где ω - угловая скорость вращения Земли;

ρ - расстояние точки наблюдения от оси вращения по нормали к ней.

Значение центробежной силы равно производной от потенциала V по ρ :

$$C = \omega^2 \rho$$

По известной величине географической широты точки наблюдения центробежная сила может быть вычислена с довольно высокой точностью. Но она никак не связана с распределением масс, т.е. с геологическими неоднородностями внутри земной коры и поэтому не несет в себе геологической информации.

Потенциал силы тяжести (или ускорения силы тяжести) равен сумме потенциалов ньютоновской силы притяжения и центробежной силы

$$W = U + V = k \int_v \frac{dm}{r} + \frac{\omega^2 \rho^2}{2}$$

Потенциал W в отличие от потенциала U на бесконечности стремится к бесконечности а не к нулю, как потенциал притяжения, за счет центробежной силы. Но, учитывая, что гравиразведка изучает гравитационное поле на поверхности Земли, т.е. на конечном расстоянии от центра Земли, влияние этой составляющей силы тяжести учитывается при вычитании из наблюдаемых значений силы тяжести так называемого нормального поля, о чем будет сказано ниже.

При описании гравитационного поля Земли в ограниченной области часто используют прямоугольную систему

координат, направляя ось Z по линии отвеса, т.е. по направлению силы тяжести. Поэтому сила тяжести, являясь векторной величиной, на практике рассматривается как скалярная, так как при ее измерении ось чувствительности измерительного прибора ориентируется вдоль силы тяжести, локальные отклонения направления силы тяжести от теоретической вертикали не учитываются, вследствие их малости.

Вторые производные потенциала силы тяжести $W_{xy}, W_{\Delta} = W_{yy} - W_{xx}$

характеризуют кривизну уровенной поверхности потенциала W в рассматриваемой точке в плоскости ее нормального сечения. Например, идеальная шаровая поверхность представляет собой невозмущенную уровенную поверхность, кривизна которой по любому нормальному (перпендикулярному) сечению одинакова и равна обратной величине радиуса. Кривизна поверхности в виде эллипсоида в каждой точке сечения различна. Среди множества сечений всегда имеются два, характеризующиеся минимальной и максимальной кривизной. Эти сечения называются главными.

Производные W_{xz}, W_{yz}, W_{zz} характеризуют скорость изменения силы тяжести по направлениям x, y, z и называются градиентами силы тяжести. Вторые производные потенциала силы тяжести чувствительны к локальным и неглубоко залегающим геологическим объектам, а также к неровностям рельефа, окружающего точку наблюдения. Единицей измерения вторых производных потенциала притяжения, как уже было сказано, является Этвеш (Е). $1\text{Е} = 10^{-9}\text{с}^{-2}$. Вторые производные широко использовались в 20-х – 30-х годах прошлого столетия, их измеряли с помощью приборов – гравитационных вариометров и градиентометров. В настоящее время их не измеряют в виду отсутствия быстродействующих измерительных средств, хотя необходимость в измерении вторых производных потенциала силы тяжести имеется, в частности они могут быть использованы для изучения слабоконтрастных геологических объектов и для решения некоторых инженерных и геоэкологических задач, а также при мониторинге состояния природных и инженерных объектов.

Вариации силы тяжести.

Изменение распределения масс внутри Земли в связи с геологическими процессами происходящими внутри астеносферы, мантии и земной коре, эпейрогенические (колебательные) движения земной коры вследствие геологических или техногенных процессов, изменение уровня грунтовых вод и снежного покрова, перемещения масс воздуха, а также движение небесных тел, в первую очередь Луны и Солнца, относительно наблюдателя, вызывают вариации гравитационного поля Земли. Характер и интенсивность этих вариаций различны.

Так, перераспределение масс внутри Земли вызывает вековые изменения силы тяжести (возрастание или уменьшение), охватывающие большие территории и имеющие очень маленькую интенсивность (порядка 0.005-0.02 мГал в год).

Изменение уровня грунтовых вод и высоты снежного покрова вызывают сезонные изменения силы тяжести довольно значительной величины, порядка 0.01 – 0.2 мГал.

Техногенные причины (отбор воды, газа, нефти из месторождений) вызывают изменения силы тяжести до 0.3 мГал.

Эпейрогенические движения земной коры вызывают изменения силы тяжести в пропорции примерно 0.2 мГал/м. Например, скорость постледникового поднятия Фенноскандии в центральной части (Ботнический залив) в настоящее время составляет 1 см в год, что приводит к ежегодному уменьшению силы тяжести на 2 мкГал.

Изменения атмосферного давления и облачности вызывают вариации гравитационного поля Земли в несколько мГал.

При современной точности измерения силы тяжести, оцениваемой в микрогалах, учет этих вариаций становится актуальным.

Квазипериодические изменения силы тяжести, связанные с изменением положения Луны и Солнца относительно наблюдателя наиболее интенсивны. Каждый элемент массы поверхности Земли, обращенный к Луне притягивается Луной сильнее, чем центр тяжести Земли. Поэтому на стороне, обращенной к Луне, происходит уменьшение силы тяжести. При рассмотрении таких сопоставимых масс как Луна и Земля необходимо учитывать их взаимное притяжение (масса Луны составляет 0,01227 массы Земли). Луна, вращаясь вокруг Земли также притягивает ее и отклоняет в свою сторону, и таким образом центр тяжести Земли совершает

регулярные отклонения от круговой орбиты вращения вокруг Солнца, а идеальную круговую орбиту описывает общий центр тяжести системы Земля-Луна называемый барицентром. Эта же точка является и центром ньютоновского притяжения каждого элемента массы Земли. Поскольку она смещена в сторону Луны (относительно центра тяжести изолированной Земли), уменьшение силы тяжести (за счет уменьшения ньютоновской составляющей) происходит одновременно и на противоположной стороне Земли. При суточном вращении Земли каждая точка примерно дважды в сутки находится в минимуме силы тяжести. При этом земная кора и водные поверхности морей и океанов вытягиваются в сторону Луны т.е. наблюдаются приливные явления. В пунктах земной поверхности, находящихся в плоскости, перпендикулярной линии Земля-Луна сила тяжести максимальна, здесь имеет место гравитационный отлив (рис.6).

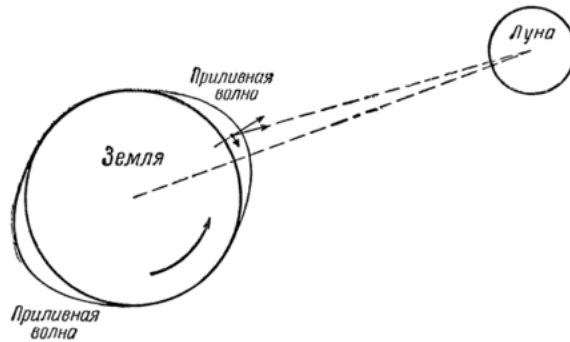


Рис. 6. Эффект сжатия Земли под действием силы притяжения Луны

Такой же эффект оказывает на изменение силы тяжести и положение Солнца. Гравитационное влияние других планет ничтожно мало и в настоящее время не учитывается при производстве гравиметрических съемок. Совместное гравитационное влияние Луны и Солнца вызывает сложный квазипериодический характер вариаций силы тяжести. Земля, не являясь абсолютно жестким телом, под действием силы притяжения Луны сжимается вдоль линии Земля-Луна, (до 50 см на экваторе) что вызывает дополнительное уменьшение силы тяжести. Максимальное уменьшение силы тяжести достигает таким образом порядка 0,3 мГал. Гравитационные вариации более интенсивны в экваториальных частях и слабее в высоких широтах. Лунно-солнечные вариации силы тяжести могут быть вычислены, они учитываются при проведении гравиметрических съемок. В современных гравиметрах (Scintrex CG3, CG5, CG6), поправка за лунно-солнечное притяжение учитывается автоматически при задании координат и времени измерения на пунктах. Когда

Земля, Луна и Солнце находятся на одной прямой линии, то приливы максимальны и они называются сизигийными. Если Солнце и Луна образуют прямой угол с Землей, то имеют место квадратурные приливы. Они минимальны.

НОРМАЛЬНОЕ ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ

Примерно до конца 17-го века шарообразная модель Земли не вызывала сомнений у ученых того времени. Но в конце 17-го века французский астроном, инженер и картограф Жан Рише обнаружил уменьшение силы тяжести Земли по мере приближения к экватору по отставанию маятниковых часов и высказал предположение о систематическом уменьшении силы тяжести Земли вследствие ее сжатия. В начале 18-го века французская Академия осуществила измерения длины дуги одного градуса меридиана в Египте и в Финляндии (по льду Ботнического залива). Было обнаружено различие почти в 600м, что и доказывало сжатие Земли. (Длина дуги 1° меридиана на северной широте 30° составляет 110,85км, а на широте 60° - 111, 42км.). В этих работах принимал участие французский математик, механик, астроном Алекси Клод Клеро, который показал, что определение фигуры Земли возможно по результатам измерения силы тяжести Земли, без использования геометрических измерений. Таким образом, можно считать Жан Рише и А-К Клеро основателями нового направления в науке – гравиметрии.

Земля имеет сложную форму, которая определяется не только распределением масс в земной коре, но главным образом, распределением масс внутри мантии и астеносферы. При первом приближении Земля имеет форму шара. Но вследствие вращения, Земля имеет сжатие и сравнима с эллипсоидом (или сфероидом). Но и сжатие не полностью характеризует форму Земли. В 1872 г. немецкий геодезист Листинг предложил за форму Земли принимать уровенную поверхность потенциала силы тяжести, совпадающую с поверхностью воды в океанах и открытых морях, которую он назвал геоидом. Геоид – это фигура, образуемая поверхностью морей и океанов в

невозмущенном состоянии, а на континентах она определялась бы уровнем воды в системе соединяющихся между собой и с открытыми морями и океанами каналов. На практике, высоты земной поверхности определяются относительно уровня моря, т.е. геоида. Фигура геоида зависит от распределения масс внутри Земли, закон которого нам не известен, поэтому ее невозможно описать точной математической формулой. Но геоид может быть достаточно близко представлен в виде простой модели - сфероидом (или референц-эллипсоидом) для описания которого можно вывести точную математическую формулу. Значения силы тяжести, вычисленные для модели Земли (т.е. для земного сфероида), называются нормальными. Возможное взаимное расположение физической поверхности Земли, уровня геоида и теоретической Земли дано на нижерасположенном рисунке 7.

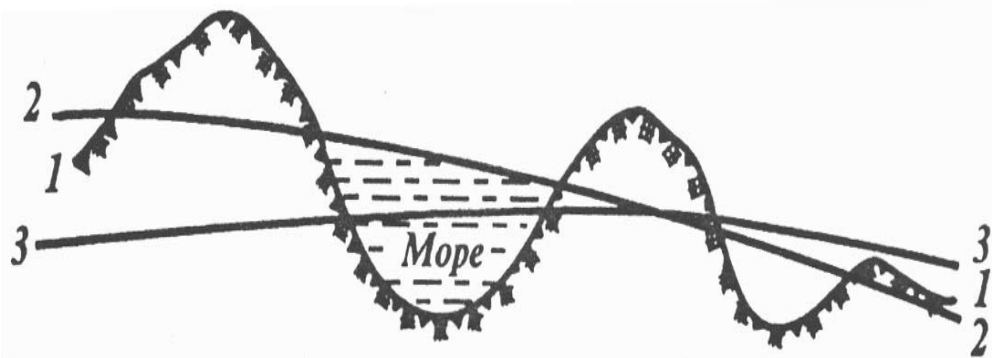


Рис.7. Возможное взаимное расположение поверхностей: 1 – физической Земли; 2 – геоида; 3 – теоретической Земли.

Плотность пород изменяется от поверхности к центру и в горизонтальном направлении. Вследствие этого и гравитационное поле Земли имеет сложный характер; его можно представить состоящим из двух частей: нормальной и аномальной. Нормальное поле соответствует модели Земли. В гравиразведке за модель Земли принимают двухосный эллипсоид вращения с параметрами, максимально соответствующими реальной Земле. Для задания потенциала гравитационного поля такой модели необходимо задать сжатие, величину экваториального радиуса, значение силы тяжести на экваторе и угловую скорость вращения Земли. Производная по нормали к поверхности референц-эллипсоида от его потенциала притяжения и представляет собой нормальное значение силы тяжести

γ_0 . В зависимости от исходных параметров земного сфероида получают различные числовые коэффициенты формулы нормального значения силы тяжести. В России принята формула Гельмерта, выведенная в 1901-1909 гг., для модели Земли в виде двухосного эллипсоида со сжатием 1/298,2 и с учетом результатов измерения силы тяжести на 1603 пунктах. Коэффициенты формулы были уточнены в 1978 году и в настоящее время формула Гельмерта имеет вид:

$$\gamma_0 = 978030(1 + 0,005302 \sin^2 \varphi - 0,000007 \sin^2 2\varphi) \text{ мГал}$$

По этой формуле для любой точки поверхности модели Земли в зависимости от заданной географической широты пункта можно вычислить теоретическое значение силы тяжести. В мире существует несколько формул нормального значения силы тяжести (Сомильяна, Ф.Н.Красовского, Н.П.Грушинского, У.Уотиллы, У.Хейсканена и др.).

Введение понятия нормального значения силы тяжести необходимо для изучения внутреннего строения Земли с помощью гравиразведки. Алгоритм изучения Земли следующий. Производя измерения силы тяжести на физической поверхности Земли, сравнивая полученные результаты с теоретическими и интерпретируя отклонения силы тяжести мы можем уточнять строение модели. По мере увеличения детальности и точности измерений силы тяжести увеличивается детальность строения Земли. Измерения силы тяжести обычно производят на поверхности реальной, физической Земли. Высоты (альтитуды) пунктов измерения отсчитывают от поверхности уровня моря.

Производные от нормального значения силы тяжести по переменным Z (вертикальная координата), X (направление на север) и Y (направление на восток) имеют смысл нормальных градиентов силы тяжести. Поскольку за модель Земли в гравиразведке принят двухосный эллипсоид, то производная W_{yz} равна нулю. Горизонтальная производная по X имеет выражение:

$$W_{xz} = 8,1 \sin 2\varphi \text{ Е, что соответствует } 0,81 \sin 2\varphi \text{ мГал/км.}$$

где: φ - географическая широта пункта вычисления.

Наибольшую величину имеет вертикальный градиент силы тяжести:

$$W_{zz} = 3086 \text{ Этивеш}$$

что соответствует изменению силы тяжести с высотой в пропорции 0,3086 мГал/м.

Из-за значительной величины нормального вертикального градиента силы тяжести при производстве гравиметрических съемок возникает необходимость в достаточно точном определении высот пунктов наблюдений. Поэтому для проведения гравиметрических работ необходимо их топографо-геодезическое сопровождение с целью определения высот и горизонтальных координат всех пунктов измерений. Конкретные требования к топографо-геодезическим работам зависят от масштаба гравиметрических съемок, проектируемой точности и их назначения. Они регламентируются инструкцией гравиметрических работ.

Вопросы для самоконтроля

1. Что такое сила тяжести и чем она отличается от силы притяжения? В чем состоит различие потенциала силы тяжести от потенциала притяжения?
2. Какие производные потенциала притяжения являются наиболее эффективными для изучения приповерхностных и глубоко залегающих геологических объектов?
3. Единицы измерения вторых производных потенциала силы тяжести и как называются приборы для их измерения?
4. Почему лунно-солнечные приливы происходят два раза в сутки? Что такое сизигийные и квадратурные приливы?
5. С каким знаком нужно вводить поправку за лунно-солнечные вариации силы тяжести в результаты гравиметрических измерений?
6. Для чего нужен референц-эллипсоид и чем он отличается от геоида? Какие формулы нормального значения силы тяжести Вы знаете и в чем их различие?
7. Причины отклонения поверхности геоида от земного сфероида (референц-эллипсоида) и где можно увидеть поверхность геоида?
8. Чему равны нормальные вертикальный и горизонтальный градиенты силы тяжести?
9. Почему при производстве гравиметрических съемок необходимо измерять горизонтальные координаты точек измерений и их высоты?

РЕДУКЦИИ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

Понятие аномалии силы тяжести

Разность между измеренным абсолютным значением силы тяжести и нормальным (теоретическим) значением называется аномалией силы тяжести.

$$\Delta g = g_{abs} - \gamma_0$$

Причины аномалий следующие:

- нормальное значение силы тяжести является теоретическим значением, вычисленным для поверхности модели Земли в виде эллипсоида вращения, в то время как Земля имеет форму геоида, т.е. форму тела неправильной формы, не совпадающей с поверхностью эллипсоида;

- реальные измерения силы тяжести проводятся на физической поверхности Земли, т.е. на различных высотах (альтитудах) относительно уровня моря (геоида) и поэтому в измеренные значения силы тяжести входит влияние высоты пункта измерения;

- между физической поверхностью и уровнем моря всегда находятся некие массы, оказывающие притяжение и влияющие на измеренное значение силы тяжести;

- часто измерения проводятся в горных районах и рельеф, окружающий пункт измерения также оказывает влияние на измеряемое значение силы тяжести;

- неравномерное распределение масс в земной коре (геологические структуры пород, дифференцированных по плотности).

Задачей гравиразведки является изучение геологического строения земной коры, поэтому, аномалии вычисленные по представленной выше формуле (они имеют отрицательную корреляцию с поведением рельефа) должны быть соответствующим образом «очищены» от составляющих, не представляющих интерес для изучения. Этот процесс, представляющий собой введение различных поправок в наблюдаемые значения силы тяжести, называется редуцированием, а сами поправки

– редуциями. Смысл редуцирования аномалий силы тяжести заключается в том, чтобы полученные аномалии силы тяжести были приведены к одним условиям и отражали бы только геологическое строение участка гравиметрической съемки.

Редукция Брунса

Редукция Брунса представляет собой поправку за отклонение поверхности геоида от эллипсоида. По современным данным эти отклонения достигают несколько десятков метров, но происходят очень медленно и без резких скачков (порядка 50 м. на 5000 км.). Составляющая силы тяжести вызванная этим отклонением изменяется практически линейно на достаточно больших площадях при съемках даже очень мелких масштабов ($M 1:1000.000$) и поэтому при проведении гравиметрической разведки эта поправка не вводится. Численное значение этой поправки равно $0,3086$ мГал/м. Для ее вычисления необходимо знать высоту геоида над эллипсоидом в метрах. Эта поправка вводится при составлении мировых гравиметрических карт. Аномалии силы тяжести с редуцией Брунса называются чистыми, без введения этой поправки – смешанными. Для решения прикладных задач используются смешанные аномалии.

Редукция Прея

Редукция Прея используется для приведения результатов измерения силы тяжести, сделанных под водой или под землей к физической поверхности Земли. Она вычисляется по формуле:

$$\delta g_{\text{Прея}} = -0,3086h + 2 \times 0,0419\sigma h$$

где: h – глубина уровня измерения силы тяжести относительно физической поверхности Земли (h положительно).

Редукция Фая (поправка за высоту точки наблюдения)

Эта редуция заключается в приведении нормального поля силы тяжести к высоте пункта измерения в предположении, что между физической поверхностью и уровнем моря нет притягивающих

масс. Эта поправка численно равна нормальному вертикальному градиенту силы тяжести и вводится с положительным знаком, если высоты пунктов положительны, так как с высотой значение силы тяжести убывает. При отрицательных высотах поправка вычитается. При измерении силы тяжести в скважинах, в шахтах, под водой необходимо учитывать знак высоты пунктов измерений. Аномалии с введенной поправкой за высоту называются аномалиями силы тяжести в редукции Фая или аномалиями в свободном воздухе:

$$\Delta g_f = g_{abs} - \gamma_0 + 0.3086h$$

где: h – высота точки наблюдения относительно уровня моря (геоида) в метрах, а сама поправка имеет размерность мГал.

Аномалии Фая в отличие от аномалий Δg имеют положительную корреляцию с поведением рельефа, поэтому они не используются для решения геологических задач. Они используются в высшей геодезии при исследовании фигуры Земли.

Редукция Буге (поправка за притяжение промежуточного слоя)

Эта редукция учитывает притяжение пород, заключенных между физической поверхностью измерения силы тяжести и уровнем моря в предположении, что этот слой состоит из пород постоянной плотности и является горизонтальным, бесконечным и плоскопараллельным.

$$\delta g_B = 0,0419\sigma h$$

Значение поправки Буге по приведенной формуле дано в мГал, если высота h в метрах, а плотность – в г/куб.см.

Эта поправка впервые была вычислена французским ученым П.Буге в первой половине 18 века (примерно в 1740 г.). Эта поправка была определена путем решения прямой задачи для горизонтального плоскопараллельного слоя бесконечного простираения.

Поскольку притяжение промежуточного слоя увеличивает силу притяжения, поправка вычитается. Сумма поправок за высоту и за промежуточный слой получила название редукцией Буге:

$$\Delta g_B = g_{abs} - \gamma_0 + (0.3086 - 0,0419\sigma)h$$

При вычислении аномалий в редукции Буге большое значение имеет плотность пород промежуточного слоя. Если эта плотность сильно уменьшена по сравнению со средней плотностью пород промежуточного слоя, то аномалии Буге имеют положительную корреляцию с поведением рельефа. При завышенном значении σ корреляция отрицательна. При правильном выборе плотности σ корреляция между аномалией Буге и поведением рельефа не наблюдается. Это свойство аномалий Буге используется для определения плотности пород промежуточного слоя в методе Неттлетона (рис.8).

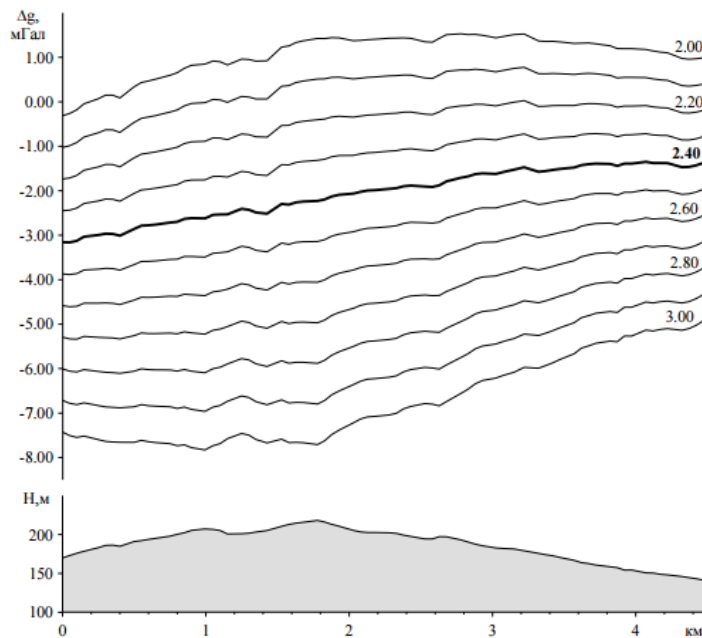


Рис. 8. Определение плотности пород промежуточного слоя методом Неттлетона. [7]

При составлении сводных гравиметрических карт для геосинклинальных районов принята единая плотность промежуточного слоя, равная 2.67 г/см^3 , для платформ - 2.30 г/см^3 . При количественной интерпретации результатов гравитационных измерений, особенно при крупномасштабных исследованиях, необходимо применять истинное значение плотности промежуточного слоя, определяемое в этом случае путем гидростатического взвешивания образцов пород или по результатам скважинных исследований.

Аномалии Буге являются конечной продукцией полевого этапа гравиметрических работ. Именно эти аномалии содержат информацию о геологическом строении земной коры.

Поправка за влияние рельефа местности (Топографическая поправка).

При вычислении аномалии Буге предполагалось, что земная поверхность плоская. В действительности имеются неровности рельефа местности в виде возвышенностей, гор, оврагов и водоемов. Гравитационное действие этих неровностей рельефа учитывается топографической поправкой.

Рельеф любого знака всегда уменьшает наблюдаемое значение силы тяжести (если влияние рельефа учитывается в радиусе до 30 км, без учета кривизны Земли). Вертикальная составляющая притяжения положительных форм направлена вверх и поэтому эта поправка должна быть прибавлена к измеренным значениям. Отрицательные формы рельефа представляют собой дефект масс и приводят к уменьшению значений силы тяжести, поэтому их влияние также учитывается с положительным знаком.

Вычисление поправки за притяжение рельефа сводится к решению прямой задачи гравиразведки для произвольного распределения масс, т.е. к вычислению вертикальной составляющей притяжения рельефа в точке вычисления поправки за рельеф. Как известно, точного решения такой задачи не может быть. Все существующие способы вычисления гравитационного влияния рельефа приближенные. Они сводятся к аппроксимации рельефа, окружающего точку наблюдения, набором тел простой формы для которых существуют относительно простые формулы вычисления вертикальной составляющей притяжения. Таких подходов может быть много и поэтому существует достаточно много способов вычисления поправок за рельеф. Наиболее простой и в тоже время точный и удобный метод предложен П.И.Лукавченко [4]. Этот метод заключается в аппроксимации рельефа в окрестности точки вычисления в виде секторов кольцевых цилиндров, относительные высоты которых определяются по топографическим картам с помощью круговой палетки, вычерченной на прозрачной бумаге (кальке). Образец палетки представлен на рис. 9.

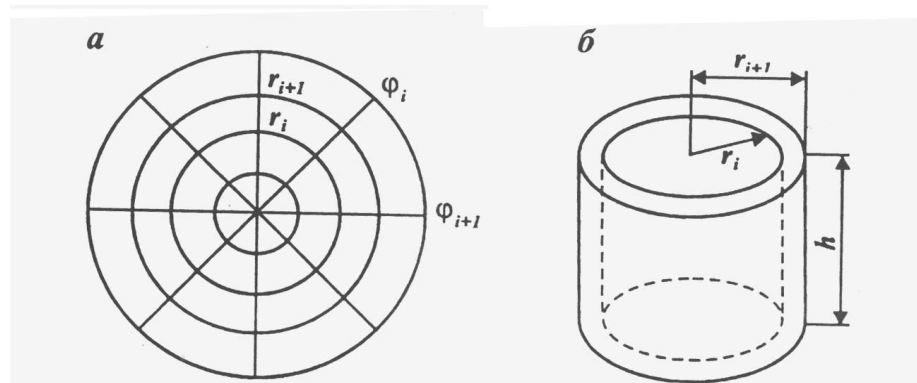


Рис. 9. Палетка Лукавченко П.И.

Чем детальнее палетка, т.е. чем меньше расстояние между кольцами и чем больше секторов в каждом кольце, тем точнее определяется средняя высота рельефа каждого сектора и тем точнее вычисления, но при этом надо учитывать, что объем работы по подготовке вычислительного материала возрастает.

Вертикальная составляющая притяжения сектора кольцевого цилиндра высотой h выражается формулой:

$$\Delta g = \frac{2\pi k \sigma}{n} \left(r_{i+1} - r_i + \sqrt{h^2 + r_i^2} - \sqrt{h^2 + r_{i+1}^2} \right)$$

где n – число секторов в кольце.

Точность вычисления поправок за рельеф оценивается по контрольным вычислениям. Она не должна быть грубее средней квадратической погрешности измерения силы тяжести на пунктах рядовой сети. При вычислении поправки за рельеф плотность пород рельефа должна соответствовать плотности пород, принятой при вычислении редукции Буге.

При вычислении поправок за рельеф необходимо иметь комплект топографических карт различного масштаба. Для ближней зоны (0-100 м.) - топографические планы М1: 2000 или крупнее, для средней зоны, от 100м до 2 км. – топографические карты масштаба 1:10000, для более удаленных зон – карты более мелких масштабов. Для определения максимального радиуса учета влияния рельефа проводятся экспериментальные вычисления для некоторых крайних точек участка съемки с различными радиусами зон вычисления поправки за рельеф. Если при очередном увеличении радиуса зоны учета рельефа поправка не возрастает более чем величину погрешности измерения силы тяжести, то ограничиваемся

предыдущим радиусом. В настоящее время при вычислении поправок за вертикальную составляющую притяжения рельефа используются компьютерные технологии в которых реальный рельеф аппроксимируется набором вертикальных прямоугольных призм. Но в ближней зоне, в радиусе 60 – 100 метров, точнее оказывается классический метод Лукавченко П.И. Более подробно современные методы вычисления топографических поправок изложены в [7,8,10].

Вопросы для самоконтроля.

1. Что такое аномалия силы тяжести?
2. Почему невозможно использовать измеренные значения силы тяжести для изучения геологического строения земной коры?
3. Как влияет поправка Брунса на характер аномалий силы тяжести используемых для решения прикладных задач?
4. В каких случаях применяется редукция Прёя?
5. В чем состоит смысл редукций силы тяжести?
6. Должны ли аномалии Фая и Буге иметь корреляцию с поведением рельефа?
7. Почему только аномалии силы тяжести в редукции Буге используют для изучения геологического строения земной коры?
8. Перечислите источники погрешностей при вычислении аномалий Буге.
9. С какими значениями плотности пород промежуточного слоя вычисляют аномалии Буге?
10. Что такое нормальный вертикальный и горизонтальный градиенты силы тяжести и чему они равны?
11. Нарисуйте качественные графики изменения аномалий силы тяжести без редукций и с редукциями Фая и Буге при измерении силы тяжести через овраг.
12. С каким знаком и значением плотности пород вводятся поправки за притяжение рельефа?
13. Перечислите способы вычисления поправок за рельеф.
14. Как оценить точность вычисления поправок за рельеф? Должны ли совпадать значения поправок за рельеф, вычисленные разными способами и разными авторами?
15. Как определить предельный радиус учета влияния рельефа?

ГРАВИМЕТРИЧЕСКАЯ АППАРАТУРА

Приборы для измерения силы тяжести называются гравиметрами. Различают абсолютные и относительные измерения силы тяжести. При абсолютных измерениях используют какое-либо явление, непосредственно связанное с силой тяжести, например, явление свободного падения или колебания маятника. Это так называемые динамические методы измерений. Для получения абсолютного значения силы тяжести необходимо измерять два параметра и с очень высокой точностью: время и расстояние. Абсолютные измерения требуют больше времени и более сложной аппаратуры и методики. Поэтому в гравиразведке производят исключительно относительные измерения в небольшом диапазоне изменения силы тяжести, в пределах нескольких сотен мГал., что технически оказывается намного проще и быстрее. При относительных измерениях изменения силы тяжести (относительно исходного пункта) компенсируются силой упругой пружины или электростатическими силами. При этом наблюдают положение равновесия чувствительного элемента прибора (горизонтального маятника, деформацию вертикальной пружины), а измеряемой величиной является удлинение пружины под действием силы тяжести, деформация компенсирующей пружины горизонтального маятника или электростатическое напряжение на обкладках конденсатора маятника, создающее компенсирующие силы. Приводить чувствительный элемент гравиметра в состояние покоя необходимо для того, чтобы исключить влияние инерциальных помех, так как гравиметр одинаково реагирует как на изменения силы тяжести, так и на инерциальные возмущения.

Основные отечественные гравиметры, выпускавшиеся в СССР для нужд наземной гравиразведки, имели горизонтальные маятниковые системы, это приборы ГНУ-КВ, ГНУ-КС, ГНУ-КВК (расшифровывается как гравиметр наземный, узкодиапазонный, класс В,С или компьютеризированный). В настоящее время в РФ не выпускаются наземные гравиметры. Производственные организации используют исключительно зарубежные приборы марок Scintrex CG3, CG5, CG6 (производства Канада) с чувствительным элементом в виде вертикальной кварцевой пружины с автоматической системой компенсации и цифровой регистрацией, а также американские

гравиметры, с металлической чувствительной системой в виде горизонтального маятника фирмы LaCoste & Romberg [12]

Схема чувствительного элемента гравиметра Scintrex показана на рисунке 10.

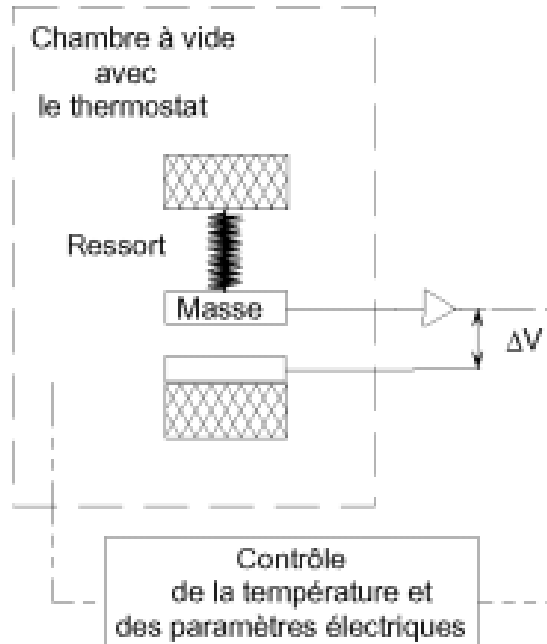


Рис.10. Принципиальная схема чувствительного элемента гравиметра Scintrex CG3 и Scintrex CG5. Растяжение пружины под действием силы тяжести компенсируется электростатическими силами обкладок конденсатора и поддерживается на постоянном уровне. Мерой изменения силы тяжести является напряжение ΔV которое записывается в память гравиметра в цифровом коде. Внешний вид гравиметра Scintrex CG5



представлен на рис. 11.

Рис. 11. Внешний вид гравиметра Scintrex CG5

Чувствительная система в виде горизонтального маятника (сейсмографа Голицына) применена в гравиметрах ГНУ-КС, ГНУ-КВ и представлена на рис. 12. Момент силы тяжести, действующий на массу маятника, уравнивается моментами сил главной пружины и моментом силы кручения нити подвеса. Эти моменты имеют разный знак. При увеличении момента силы тяжести (при увеличении силы тяжести) момент силы компенсирующей пружины уменьшается, что вызывает дополнительное отклонение маятника. При уменьшении силы тяжести, все происходит наоборот. Такие системы называются астазирванными и они обеспечивают высокую чувствительность наклона маятника к изменению силы тяжести. Главная пружина, нить подвеса и другие пружины изготовлены из плавленного кварца толщиной 20 – 40 микрон. Гравиметры изготавливают индивидуально, ручным способом. Плавленный кварц обрабатывают кварцедувы в пламени водородной горелки при температуре около 2000 градусов. После изготовления чувствительной системы гравиметр проходит испытание на вибростенде, в термокамере и на гравиметрическом полигоне, где определяют его характеристики. Каждый гравиметр имеет индивидуальные параметры – цену деления микрометренного устройства, диапазон измерений силы тяжести без перестройки диапазона, среднюю квадратическую погрешность измерений и др.

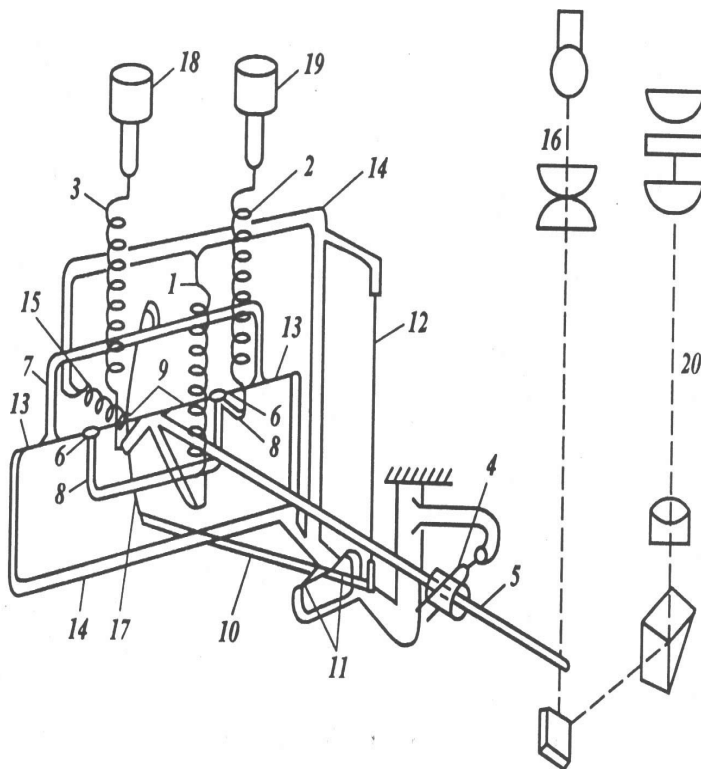


Рис.12. Схема чувствительного элемента гравиметра ГНУ-КС. 1- главная пружина; 2,3 –диапазонная и измерительная пружины; 5 – маятник; 6 – нить подвеса маятника и измерительной пружины.

Способ измерения – компенсационный. Оператор наблюдает за положением маятника с помощью оптического устройства, приводит маятник в горизонтальное состояние с помощью компенсационной (измерительной) пружины (сжимая или растягивая ее) и записывает число оборотов микрометричного устройства компенсационной пружины. Компенсационная пружина прокалибрована и один оборот микрометричного устройства (что приводит к удлинению или сжатию пружины на 0,5 мм.) соответствует изменению силы тяжести на 4 – 6 мГал.

Измерение силы тяжести в относительных гравиметрах базируется на постоянстве упругих свойств пружин, поэтому чувствительные элементы изготавливаются из плавленого кварца или из специальных упругих сплавов. Недостатком кварца является его хрупкость и большая зависимость его упругих свойств от температуры. Поэтому кварцевые гравиметры имеют либо температурный компенсатор, либо электрический термостат, поддерживающий температуру чувствительного элемента с высокой точностью. Кроме того, для сглаживания перепадов температур блок чувствительной системы помещают в сосуд Дьюара. Аналогично ГНУ-КВ устройство чувствительных систем зарубежных кварцевых гравиметров Worden, Scintrex CG-1,2, Sodin. Эти гравиметры отличаются улучшенными характеристиками и дизайном. **Учитывая хрупкость кварца, гравиметры требуют очень осторожного обращения как во время транспортировки, так и во время работы.**

Гравиметры фирмы LaCost&Romberg имеют металлическую чувствительную систему. При транспортировке таких гравиметров чувствительная система арретируется и не подвергается риску вибрационных и ударных воздействий. Конструкция чувствительной системы и общий вид гравиметра представлен на рис. 13.

□ Gravimètre LaCoste & Romberg G/D (Micro-g LaCoste, USA)

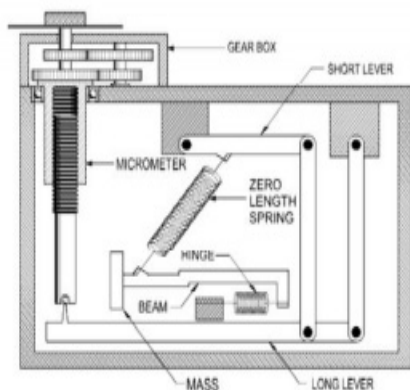


Рис.13. Схема чувствительной системы и внешний вид гравиметра LaCoste & Romberg G/D [12].

Чувствительный элемент гравиметров фактически представляет собой сейсмограф, поэтому гравиметры одинаково реагируют как на изменения силы тяжести, так и на инерциальные ускорения (помехи). Гравиметры с чувствительными системами в виде вертикальной пружины более чувствительны к микросейсмическим помехам чем гравиметры с системами в виде горизонтального маятника. Так, например, собственная частота чувствительной системы гравиметра Scintrex CG-3 - 6гц, гравиметра ГНУ-КВ – 0,2гц, гравиметра LaCoste & Romberg G/D – 0,1 гц. Поэтому при производстве измерений в районах высокого уровня техногенных и природных помех следует учитывать эти характеристики.

Вследствие непостоянства упругих свойств материала чувствительных систем, все гравиметры имеют дрейф нуля или смещение нуля-пункта, достигающий до 0.1 – 0.2 мГал в сутки, поэтому методики измерений с гравиметрами предусматривают создание сети опорных пунктов с повышенной точностью измерений на которых производится контроль работы приборов. Самым лучшим гравиметром в настоящее время является гравиметр с металлической чувствительной системой La Cost-Romberg. В настоящее время фирма La Cost-Romberg выпускает широкий спектр гравиметров для измерения на борту самолета, корабля, под водой и в скважинах.

В компьютеризированных гравиметрах измерение на каждом пункте происходит автоматически и результат записывается в блок памяти прибора. Пример протокола записи результатов измерений гравиметром Scintrex CG3, 5 'Autograv' приведен на рис.14.

```

-----
SCINTREX V7.2   AUTOGRAV / Field Mode       R7.31 REMOTE
                Ser No: 408267.
Line:  0. Grid:  0. Job:  0. Date:07/11/09 Operator:  0.

GREF:          0. mGals                    Tilt x sensit.: 294.5
GCAL.1:        6112.218                    Tilt y sensit.: 280.9
GCAL.2:         0.                          Deg.Lat.:      -24.90
TEMPCO.:       -0.1241mGal/mK              Deg.Long.:     68.55
Drift const.:   0.                          GMT Difference: -0.hr
Drift Correction Start Time: 12:07:59      Cal.after x samples: 12
                Date:07/11/22              On-Line Tilt Corrected = "*"
-----
Station Grav.  SD.  Tilt x  Tilt y  Temp.  E.T.C.  Dur # Rej  Time
0. 3289.119* 0.000  0.  0.  0.00 -0.020  1  0 11:47:02
0. 3350.688* 0.028  3.  4.  0.83 -0.020  30  0 11:47:20
0. 3350.679* 0.036  3.  3.  0.83 -0.019  30  0 11:48:12
0. 3350.683* 0.041  4.  4.  0.83 -0.017  30  0 11:51:24
0. 3350.661* 0.034  -3. -0.  0.86 -0.084  60  0 23:00:17
0. 3346.511* 0.000  0.  0.  0.00 -0.084  1  0 23:02:51
0. 3350.670* 0.038  -6.  1.  0.88 -0.084  60  0 23:03:07
1. 3297.871* 0.044  -4.  1.  0.87  0.093  30  0 13:55:59
1. 3297.876* 0.023  -4.  1.  0.89  0.094  60  0 13:58:21
1. 3297.881* 0.040  -5.  1.  0.89  0.097  60  0 14:00:31
1. 3297.990* 0.031  -4. -7.  0.72 -0.011  60  2 20:30:43
1. 3297.986* 0.027  -4. -7.  0.75 -0.012  60  0 20:32:04

```

Рис.14. Пример протокола записи результатов измерений гравиметром Scintrex CG3/5 'Autograv'.

ГРАВИТАЦИОННЫЙ КАРОТАЖ

Гравитационный каротаж (borehole gravity meter - BHGM) заключается в измерении силы тяжести в скважинах с целью определения плотности пород, пройденных в результате бурения (рис. 15).

Основной информативный параметр – кажущаяся плотность пород в естественном залегании, является интегральным и слабо зависимым от скважинных условий, что и определяет его преимущества перед

другими известными методами определения этого параметра.

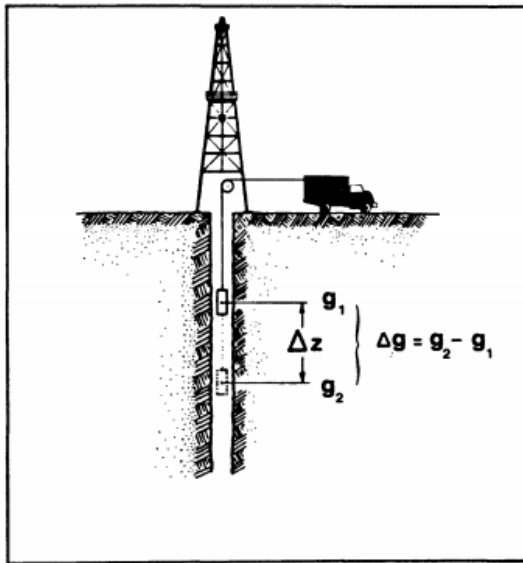


Рис. 15. Схема измерений в гравитационном каротаже.

Основные преимущества гравитационного каротажа

следующие:

- это единственный метод, который определяет плотность пород в обсаженных скважинах;
- объем пород, для которых определяется плотность в несколько раз превышает зону захвата пород акустического каротажа и на порядок ГГК-П (гамма-гамма каротаж плотностной). Наличие каверн, зоны проникновения фильтра бурового раствора, цементный слой затрубного пространства практически не влияют на результаты.

Результаты определения плотности, которая рассматривается как кажущаяся, относятся к объему диска с радиусом в 5 раз превышающим расстояние между пунктами измерений Δz (рис. 16).

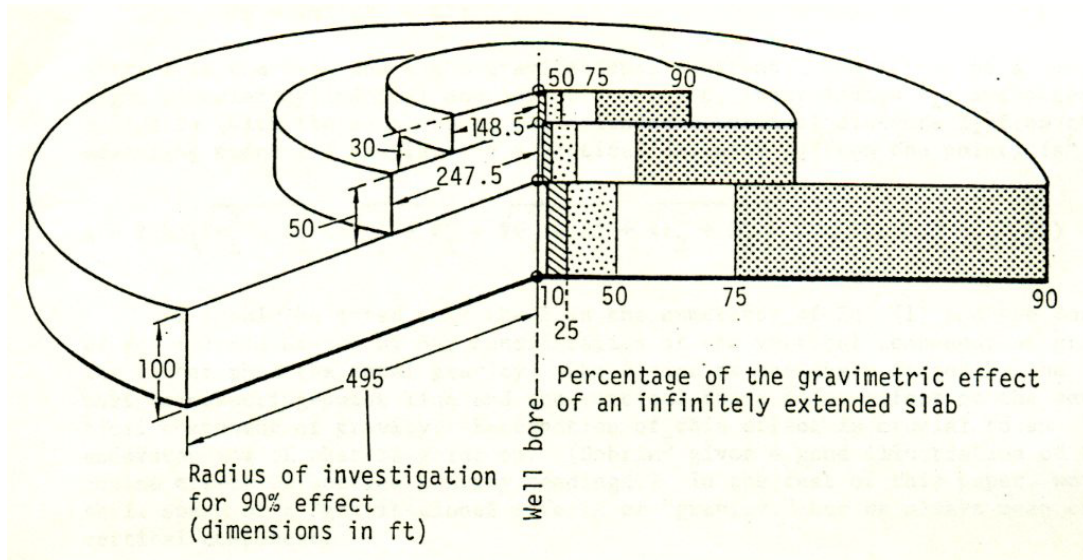


Рис.16. Объемы горной породы к которому относится вычисленное значение кажущейся плотности в гравитационном каротаже.

Схематическая компоновка скважинного гравиметра представлена на рис. 17 [14].

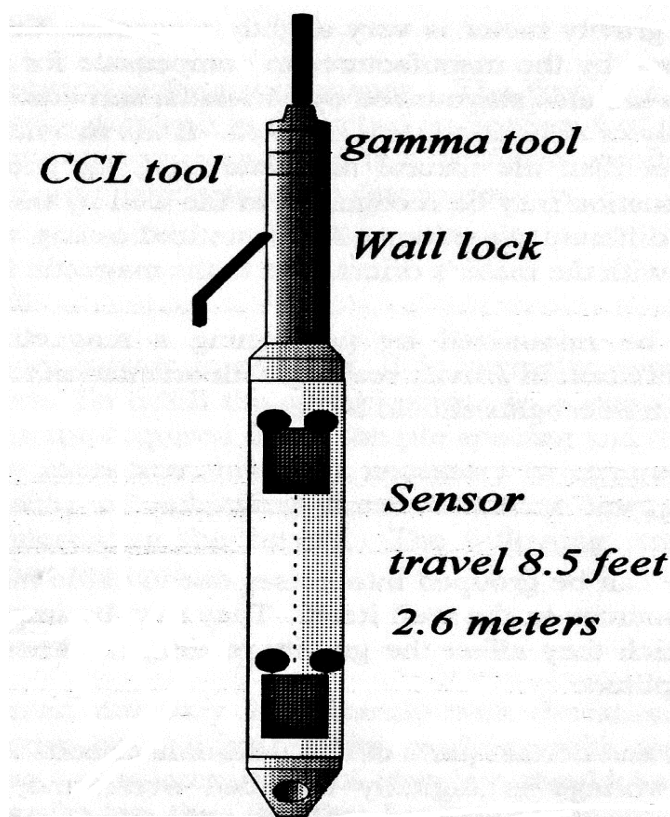


Рис. 17. Схема скважинного гравиметра типа Shuttle System (CCL tool - индикатор муфт; gamma tool - гамма-гамма детектор; Wall lock - замок зонда; Sensor travel - перемещение датчика составляет 2,6м).

Теоретической основой интерпретации результатов измерений производится в рамках моделей горизонтальных плоских слоев. Известно, что притяжение плоскопараллельных горизонтальных бесконечных пластов определяется только их плотностью и толщиной. Оно не зависит от расстояния над или под пластами. Поэтому, рассматривая породы, залегающие выше и ниже интервала измерения в виде горизонтальных пластов, изменения положения точек измерений в скважине не влияет на результаты измерения Δg , а зависит только от вертикального градиента силы тяжести и от плотности и мощности пласта, заключенного между точками измерений. Значения плотности вычисляются по следующей формуле.

$$\sigma = 1/4\pi k(W_{zz} - \Delta g/\Delta z)$$

где: k – гравитационная постоянная;

W_{zz} - вертикальный градиент силы тяжести на интервале измерений (содержит нормальную и аномальную составляющие);

Δz – расстояние между точками измерений.

Учитывая высокие требования к точности определения плотности пород, на уровне 0,02 – 0,03 г/см³, нормальный вертикальный градиент силы тяжести вычисляется по уточненной формуле [13]:

$$W_{zz} = 0,308768 - 0,000440 \sin^2 \varphi - 0,0000001442h \text{ мГал}$$

где: φ – географическая широта скважины;

h – глубина точки измерения силы тяжести в метрах относительно уровня моря.

Погрешность определения плотности $\varepsilon(\sigma)$ зависит от точности измерения разности силы тяжести Δg , от величины и точности Δz , а также от абсолютной величины значения плотности слоя пород.

$$\varepsilon(\sigma) = 1/4\pi k \Delta z \sqrt{[\varepsilon(\Delta g)]^2 + (W_{zz} - 4\pi\sigma)^2 \varepsilon(\Delta z)^2} \quad [13]$$

Подставляя в приведенную формулу значения первого члена W_{zz} в мГал/м, Δg в мГал, и Δz в метрах, получим вычислительную формулу для $\varepsilon(\sigma)$:

$$\varepsilon(\sigma) = 1/\Delta z \sqrt{[(11,92601 \varepsilon(\Delta g))^2 + ((3,68237 - \sigma)\varepsilon(\Delta z))^2]}$$

Так, при значениях: $\Delta z = 2,5\text{m}$; $\varepsilon(\Delta z) = 1\text{mm}$; $\varepsilon(\Delta g) = 2,5 \text{mkGal}$ и $\sigma = 2,5 \text{ г/см}^3$ погрешность определения средней плотности в слое, ограниченном круговым диском радиусом 12м будет равна $0,02 \text{ г/см}^3$. Это достаточно высокая разрешающая способность в исследовании геологического разреза по результатам определения плотности пород в естественном залегании, что и явилось основанием для широкого применения гравитационного каротажа в исследовании нефтяных и газовых скважин.

Высокая точность измерений силы тяжести и расстояния между точками обеспечивается специальной конструкцией скважинного гравиметра. Зонд прибора, в котором интегрирован гравиметр, представляет собой трубу, длиной 5,6 м внутри которой чувствительный элемент может перемещаться на постоянное расстояние в 2,6 м. Во время измерений зонд прижимается к стенкам скважины, обеспечивая его неподвижность и идеальные условия для измерения Δg (рис.17). Чувствительный элемент гравиметра – металлический датчик фирмы La Cost-Romberg управляется дистанционно и позволяет производить измерения с погрешностью 2 – 3 мкГал.

Совместное применение гравитационного каротажа с ГГКП позволяет повысить эффективность геофизических исследований скважин (ГИС). Пример такого комплексирования показан на рис. 18.

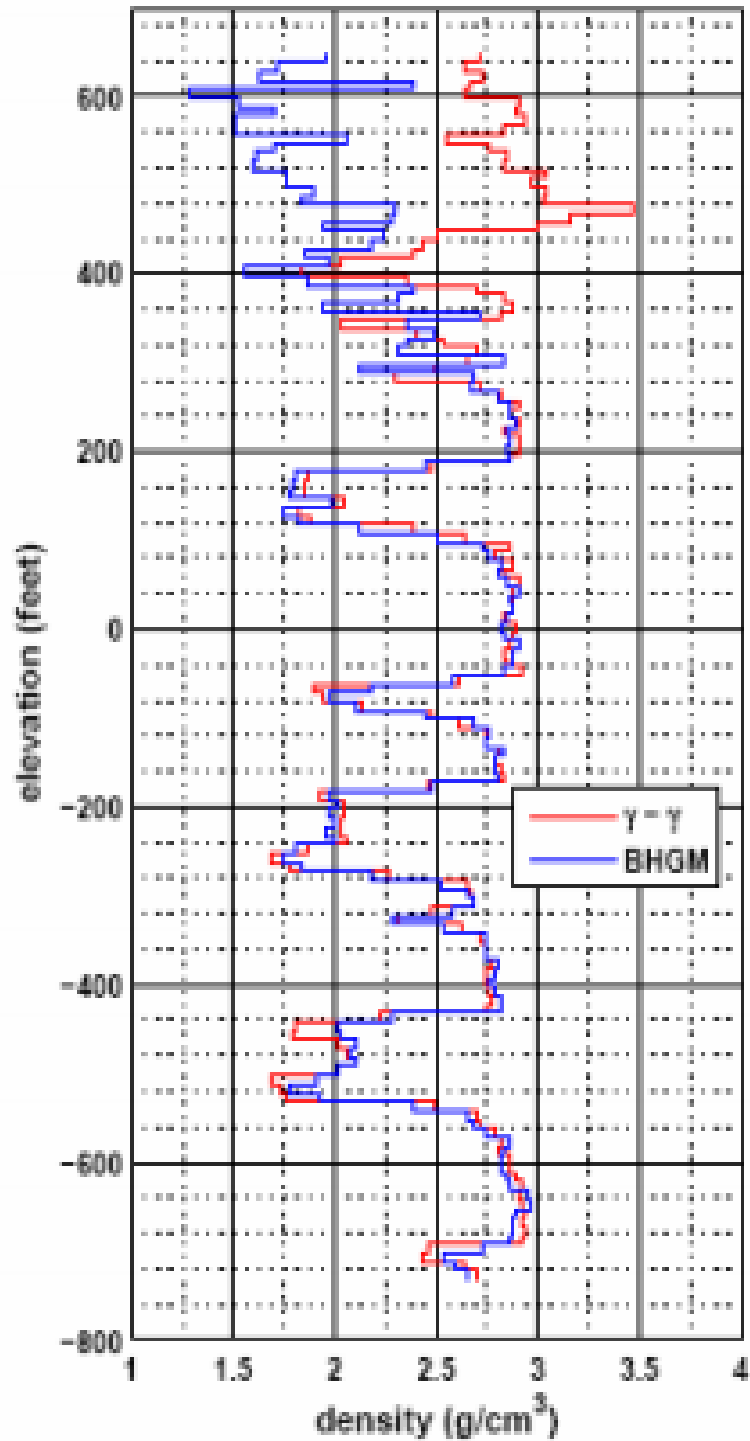


Рис. 18. Результаты определения плотности по данным ГГКП и ВНГМ. В верхней части графика данные ВНГМ показывают уменьшение плотности пород (увеличение пористости), которое ГГКП не смог обнаружить по причине насыщения части пород, непосредственно у стенок скважины фильтратом бурового раствора [13].

В геофизической литературе (2,11,15 и др.) представлены и другие примеры комплексирования гравитационного каротажа с данными вертикальными сейсмического профилирования (ВСП), акустического каротажа, с данными бокового каротажного зондирования (БКЗ). Гравитационный каротаж эффективен при контроле и мониторинге разработки залежей углеводородов так как позволяет определить изменение водонефтяного, газонефтяного и газоводяного контактов на месторождениях без бурения специальных наблюдательных скважин. На рис.19 представлены результаты определения плотности пород в обсаженной скважине с интервалом в 3 года. Хорошо видно, что за истекший период в пласте произошло выравнивание пластового давления и он снова стал продуктивным.

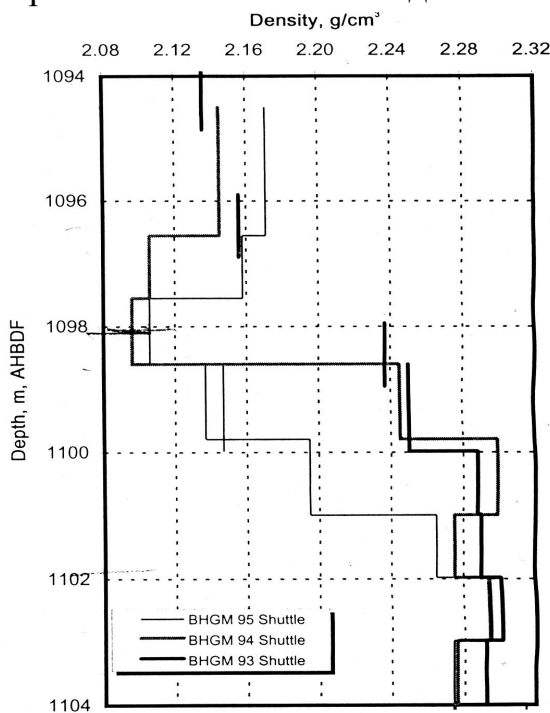


Рис. 19. Результаты мониторинга залежи нефтеносного пласта гравиметрическим методом. За два года восстановилось пластовое давление, коллектор снова заполнился углеводородом, плотность пласта в радиусе 12 метров уменьшилась на $0,1 \text{ г/см}^3$ [13]

Метод эффективен в вертикальных скважинах, при углах наклона не более 14° . Но в последнее время фирмой Scintrex разработаны малогабаритные скважинные гравиметры предназначенные для использования в рудных, гидрогеологических и инженерных скважинах с углами наклонов до 30° .

Более углубленное описание возможностей и технологии использования гравитационного каротажа можно найти в соответствующей литературе [2,11,12,13,15 и др.].

Вопросы для самоконтроля.

1. Теоретические основы гравитационного каротажа.
2. Какие преимущества имеет гравитационный каротаж перед ГГКП, акустическим каротажем, петрофизическими определениями по керну?
3. Почему значения плотности, определяемые по гравитационному каротажу считаются кажущимися а не истинными?
4. Какие ограничения имеет скважинная гравиметрия?
5. Может ли скважинная гравиметрия решать геологические задачи в горизонтальных скважинах?
6. Какие требования предъявляются к параметрам измерений в гравитационном каротаже?
7. Принципиальная схема устройство скважинного гравиметра.

Принципы измерения силы тяжести в движении.

Поскольку суша занимает примерно только одну третью часть поверхности Земли, то для получения информации о гравитационном поле Земли необходимо проводить измерения на поверхности морей и океанов, а также в труднодоступных частях земного шара. В начале 50-х годов прошлого века в СССР, ФРГ и США появились морские статические сильно демпфированные гравиметры, установленные на подвесе Кардана, а в 60-е годы – на гиросtabilизированных платформах, позволившие значительно повысить точность измерений силы тяжести в движении. При проведении гравиметрических измерений в движении, на борту корабля или самолета возникают следующие дополнительные помехи:

1. Инерциальные ускорения различных направлений, по величине во много раз превосходящие измеряемые аномалии силы тяжести. Вследствие неравномерного движения корабля в горизонтальных и вертикальных направлениях, наклонов прибора и вибрации, инерциальные ускорения достигают десятки Гал. Так, вибрация с частотой 10 гц и амплитудой 0.02 см создает ускорения в 80 Гал, вертикальная качка судна с амплитудой 0.5 м и с периодом 4 – 6 с создает помеху в 125 – 50 Гал. Меньше всего помех у подводной лодки – порядка 0.2 – 1.0 Гал.

2. При измерении силы тяжести в движении чувствительный элемент гравиметра реагирует одинаково на изменения ускорения силы тяжести и на инерциальные ускорения, поэтому на чувствительный элемент в каждый момент времени действует мгновенное значения силы тяжести, определяемое формулой:

$$G_{\text{мгн}} = \sqrt{(g + \ddot{Z})^2 + \ddot{X}^2 + \ddot{Y}^2}$$

где: $\ddot{Z}, \ddot{X}, \ddot{Y}$ - ускорения по соответствующим направлениям.

Направление мгновенной силы тяжести определяется соотношением величин $\ddot{Z}, \ddot{X}, \ddot{Y}$ и g . Однако, вследствие наклонов основания прибора и инерционности чувствительной системы, направление мгновенной силы тяжести не совпадает с осью

чувствительности гравиметра. Из суммарного значения мгновенной силы тяжести прибор измеряет лишь ее проекцию на ось чувствительности (рис.20). Причем, угол α не известен и это создает помехи второго рода.

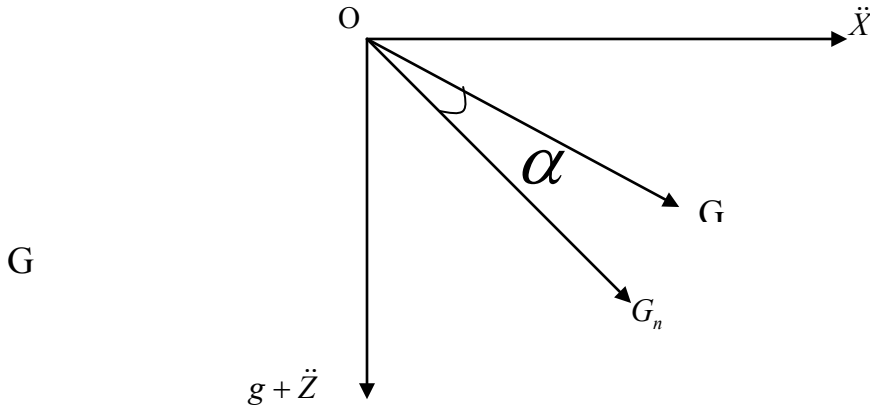


Рис. 20. G – ось чувствительности гравиметра, G_n – мгновенное значение силы тяжести.

3. Следующим источником помех является кажущееся изменение силы тяжести при движении прибора относительно поверхности Земли (эффект Этвеша). Величина и знак этого изменения зависит от скорости прибора, от географической широты и от направления движения прибора.

4. Совместное наложение горизонтальных и вертикальных движений судна вызывает появление квазипериодических низкочастотных помех, называемых кросс-каплинг эффектом (для гравиметров с чувствительными системами в виде горизонтальных маятников).

5. Непостоянство уровня морей и океанов из-за приливных явлений, а также низкочастотные волны различного происхождения (например, цунами) вносят значительные погрешности в вычисление аномалий силы тяжести.

6. Изменение Кариолисова ускорения при движении судна или самолета по меридиональным направлениям также вносит нежелательную составляющую в измеряемое значение силы тяжести.

7. Для вычисления аномалий Буге и поправок за рельеф морского дна необходимо знать глубину дна с высокой точностью.

Современные эхолоты и физико-геологические условия морского дна не позволяют это сделать точнее 1% общей глубины.

Казалось бы, что при таком уровне и разнообразии помех невозможно проводить гравиметрические съемки удовлетворительной точности. Однако, учитывая резкое различие по частотному составу помех и аномалий, высокую точность измерения координат судна с помощью систем GPS и GLONASS, это оказывается возможным. В качестве чувствительного элемента бортового гравиметра обычно используется сильно демпфированный горизонтальный (или пружинный вертикальный) маятник. В качестве демпфирующего элемента применяются минеральные масла или электромагнитные системы. Регистрацию изменения силы тяжести осуществляют в цифровом виде. Осредняя результаты измерений в интервале 8-10 минут удается снизить уровень высокочастотных помех (вибрации и вертикальных качек) в десятки тысяч раз. Обычно гравиметр устанавливают на антивибрационных прокладках и в месте судна, где вертикальные ускорения и качка минимальны. Это позволяет снизить уровень входных помех. С целью снижения уровня помех из-за наклонов корабля и возникающих при этом горизонтальных ускорений, в настоящее время гравиметры устанавливают на гиросtabilизированных платформах, которые позволяют поддерживать ось чувствительности гравиметра в вертикальном направлении с высокой точностью и значительно ослабить влияние горизонтальных ускорений. Установка гравиметров на подвесе Кардана позволяет уменьшить угол между осью чувствительности гравиметра и направлением мгновенной вертикали. Совместное использование подвеса Кардана и гиросtabilизированных платформ позволяет усилить подавление горизонтальных ускорений.

Кажущееся изменение силы тяжести при движении судна по поверхности Земли, или эффект Этвеша, вычисляется по формуле:

$$\Delta g_s = 2\omega v_c \cos \varphi \sin A + \frac{v_c^2}{R} = 4,05v_c \cos \varphi \sin A + 0,0012v_c^2$$

Где: ω - угловая скорость вращения Земли.

$$\omega = \frac{2\pi}{86164c} = 7,2921 \cdot 10^{-5} \text{ рад/с}$$

R – радиус Земли. R=6371 км.

Поправка Этвеша вводится также при измерениях силы тяжести на борту самолета или вертолета.

Вопрос вычисления аномалий Буге при измерениях на водной поверхности остается открытым. С одной стороны, измерения на уровне моря не нуждаются в вычислении притяжения промежуточного слоя, так как высота прибора равна нулю. С другой стороны, имеется дефект масс, вызванный малой плотностью воды по сравнению со средней плотностью пород континентов залегающих выше уровня моря. Если этого не учитывать, то появляется отрицательный фон при измерениях на акваториях, который приводит к искажению аномалий силы тяжести, особенно в переходной зоне от континента к шельфу. Поэтому, при работе в прибрежных морях вводят дополнительную поправку за «дефект масс воды». При вычислении аномалий Буге на океанах, где глубина 3-5 км такую поправку вводить нецелесообразно, так как она приведет к завышению всего уровня поля.

Вопросы для самоконтроля.

1. Что такое мгновенное значение силы тяжести?
2. Каково соотношение между уровнем помех и полезного сигнала в набортной гравиметрии?
3. Какие искажения в измеряемое поле вносят скорость судна и изменения его высоты?
4. За счет чего удастся выделять полезные аномалии на уровне помех, многократно превышающих измеряемый сигнал?
5. Какие функции выполняет подвес Кардана при набортной съемке?
6. Как влияют горизонтальные ускорения и наклоны прибора на результаты измерения силы тяжести?
7. Конструкции каких гравиметров подвержены кросс-каплинг эффекту?
8. Что дает для измерения силы тяжести установка гравиметров на гиросtabilизированные платформы?
9. С каким знаком вводится поправка Этвеша?
10. Какие поправки вводятся за изменение высоты судна относительно геоида?

ТЕХНОЛОГИЯ ГРАВИМЕТРИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ.

Наземные гравиметрические съемки.

Собственно гравиметрическая съемка заключается в получение данных о значениях силы тяжести на площади (или профиле) и построения карты поля силы тяжести с достаточной детальностью которая определяется геологическими задачами, поставленными перед гравиметрической съемкой. Естественно, детальность поля определяется густотой сети наблюдений и точностью получения аномальных значений силы тяжести в пунктах измерений. При составлении проекта гравиметрической съемки проводится анализ плотностных свойств геологического объекта и вмещающих пород, обосновывается строение геоплотностной модели, рассчитываются ожидаемые гравитационные аномалии для различных моделей, аппроксимирующих предполагаемые геологические структуры. На основании анализа ожидаемых гравитационных аномалий обосновываются параметры сети (плотность сети точек наблюдений, направление профилей, расположение опорных гравиметрических пунктов), точность измерения силы тяжести, параметры сопровождающих топографических работ. Измерения силы тяжести производятся как правило по системе профилей. Расстояния между профилями не должны превышать пятикратное расстояние между пунктами по профилям. При этом, аномалия считается подтвержденной, если она проявляется не менее чем тремя точками по разным профилям, а ее интенсивность превышает тройную погрешность определения аномальных значений. Приращение аномальных значений между пунктами измерений также не должно превышать тройную величину погрешности ее определения. Если аномалия проявляется вдоль одного профиля, то она считается действительной, если подтверждается не менее чем пятью точками в аномальной части. Эти требования справедливы при условии, что амплитуда аномалии не менее чем в три раза превышает среднюю квадратическую погрешность ее определения. Можно выделить аномалии и меньшей интенсивности по сравнению с погрешностью если имеется избыточная информация. Выделение слабоконтрастных аномалий

зависит от отношения среднего квадрата аномалии к среднему квадрату помех, т.е. от отношения энергий аномалия/помеха. При уменьшении этого отношения до единицы, для надежного выделения такой аномалии на нее нужно «положить» не менее 27 точек.

Гравиметрические съемки необходимо проводить в соответствии с требованиями технической инструкции по проведению гравиметрических съемок. Работы можно проводить в условном уровне, если площадь съемки не превышает 70 кв.км. При большей площади, результаты съемки необходимо привязывать к общегосударственному уровню. На всей территории России и СНГ создана государственная опорная гравиметрическая сеть 2-го класса (примерно один пункт через 200-300 км.), которая привязана к международной гравиметрической сети. Гравиметрические съемки должны быть привязаны к опорным пунктам 2-го класса. Местонахождение такого пункта и абсолютное значения силы тяжести на нем содержится в специальной карточке, хранящейся в территориальном геологическом фонде. Перед началом производства измерений на пунктах рядовой сети на участке съемки создается опорная гравиметрическая сеть. Измерения на опорной сети должны быть в два раза точнее, чем на пунктах рядовой сети. Расстояние между опорными пунктами выбирается таким, чтобы через 3 – 4 часа работы оператора на рядовой сети, он мог бы выйти опорный пункт. Измерения на рядовых пунктах должны начинаться и заканчиваться на пунктах опорной сети. Серия измерений между двумя опорными пунктами называется звеном, а серия измерений в течении рабочего дня – рейсом. Опорная сеть необходима для передачи абсолютных значений силы тяжести на пункты рядовой сети и для учета смещения нуль-пункта гравиметра во время измерений. Опорные пункты должны быть закреплены на местности и сохраняться не менее чем 5 лет. В последнее время за рубежом появились быстродействующие абсолютные гравиметры (А-10, FG5, FGL, ГАБЛ-М) с помощью которых можно создавать автономную опорную сеть в абсолютном уровне. На рис. 21 представлен общий вид гравиметра А10.



Рис. 21. Общий вид абсолютного гравиметра А-10.

На основе использования таких приборов появился термин «гибридная гравиразведка» которая заключается проведение съемки без привязки к общегосударственной сети, а сразу к абсолютному уровню.

Соотношения между масштабами и параметрами гравиметрических съемок определяются Инструкцией по проведению гравиметрических съемок и представлены в ниже следующей таблице (рис.22). Технологии проведения гравиметрических съемок различных масштабов и целей описаны в [2,3,6,10 и др].

При составлении проектов гравиметрических съемок необходимо вычислять ожидаемые гравитационные эффекты от геологических объектов, подлежащих обнаружению и оконтуриванию, а также обосновывать ожидаемый уровень погрешностей съемки и уровень геологических помех. Чаще всего параметры съемок выбираются на основании результатов аналогичных съемок на сопредельных участках.

Масштаб отчетных карт и графиков	Сечение изоаномал, мГал	Среднеквад- ратическая по- грешность определения аномалий силы тяжести в ре- дукции Буге, мГал	Среднеквад- ратическая погрешность определения наблюденных значений силы тяжести, мГал	Полная погрешность интерполя- ции, мГал	Среднеквад- ратическая погрешность определения высот, м	Среднеквад- ратическая по- грешность оп- ределения коор- динат пунктов относительно Государствен- ной геодезиче- ской сети, м	Густота сети	
							Число пунктов на 1 кв. км	Расстояние между пунк- тами при на- блюдениях по профилям, м
<i>А. Для равнинных районов</i>								
1 : 500 000	5	±1,5	+0,5	±2,0	±5,0	±200	0,04—0,10	2500—5000
1 : 200 000	2	+0,8	±0,4	±1,0	±2,5	±100	0,10—0,25	1000—2000
1 : 100 000	1	±0,4	±0,3	±0,5	±1,2	±80	0,25—1,00	500—1000
1 : 50 000	0,50	±0,20	±0,15	±0,35	±0,70	±40	2—3	100—500
1 : 25 000	0,25	±0,10	±0,07	±0,20	±0,35	±40	4—50	50—250
1 : 10 000	0,25	±0,10	±0,06	±0,20	±0,35	±20	12—60	50—250
1 : 10 000	0,20	±0,08	±0,06	±0,15	±0,25	±20	16—80	20—100
1 : 10 000	0,20	±0,08	±0,06	±0,15	±0,20	±4	20—100	20—100
1 : 5 000	0,10	±0,04	±0,03	±0,07	±0,10	±4	25—200	10—50
1 : 5 000	0,10	±0,04	±0,030	±0,07	±0,10	±2	50—250	10—50
1 : 5 000	0,05	±0,02	±0,015	±0,03	±0,05	±2	100—500	5—25
<i>Б. Для горных районов</i>								
1 : 500 000	5	±2,0	±0,5	±3,0	±3,00	±120	0,04—0,10	2500—5000
1 : 200 000	2	±1,0	±0,40	±1,50	±3,00	±100	0,10—0,25	1000—2000
1 : 100 000	1	±0,50	±0,25	±0,70	±1,80	±100	0,25—1,0	500—1000
1 : 50 000	1	±0,50	±0,25	±0,70	±1,60	±50	1,0—10,0	100—500
1 : 25 000	0,50	±0,25	±0,12	±0,35	±0,90	±50	2—30	50—250
1 : 25 000	0,50	±0,25	±0,12	±0,35	±0,90	±25	4—50	50—250
1 : 10 000	0,25	±0,12	±0,06	±0,20	±0,45	±25	12—60	20—100
1 : 10 000	0,20	±0,10	±0,06	±0,15	±0,25	±5	20—100	20—100
1 : 5 000	0,10	±0,05	±0,03	±0,07	±0,12	±2	50—250	10—50

Рис.22. Таблица соотношения параметров гравиметрических съемок в зависимости от масштаба.

Основным критерием качества гравиметрической съемки является средняя квадратическая погрешность определения аномалий силы тяжести в редукции Буге, вычисляемая по формуле:

$$\varepsilon_{ан} = \pm \sqrt{\varepsilon_{он}^2 + \varepsilon_{ряд}^2 + \varepsilon_{б}^2 + \varepsilon_{\gamma}^2 + \varepsilon_{рел}^2}$$

где: $\varepsilon_{он}$ - ср. кв. погрешность измерения опорной сети.

$$\varepsilon_{он} = \pm \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N \delta_i^2}{N-n}}$$

δ_i - отклонение от среднего значения на i -том пункте

N - число измерений на опорных пунктах не считая измерения на исходном пункте;

n - число измеренных опорных пунктов не считая исходного.

$\varepsilon_{ряд}$ - ср. кв. погрешность измерения на рядовой сети.

Она определяется также как и $\varepsilon_{он}$ но по результатам контрольных измерений на рядовой сети.

$\varepsilon_{б}$ - ср.кв. погрешность определения поправки Буге, она вычисляется по формуле:

$$\varepsilon_{б} = \pm(0,3086 - 0,0419\sigma)\varepsilon_h \text{ мГал}$$

где: ε_h - ср. кв. погрешность определения высоты рядовых пунктов измерений в метрах.

ε_{γ} - ср.кв. погрешность определения нормального поля силы тяжести.

$$\varepsilon_{\gamma} = 0,81 \sin 2\varphi \varepsilon_{xy} \text{ мГал}$$

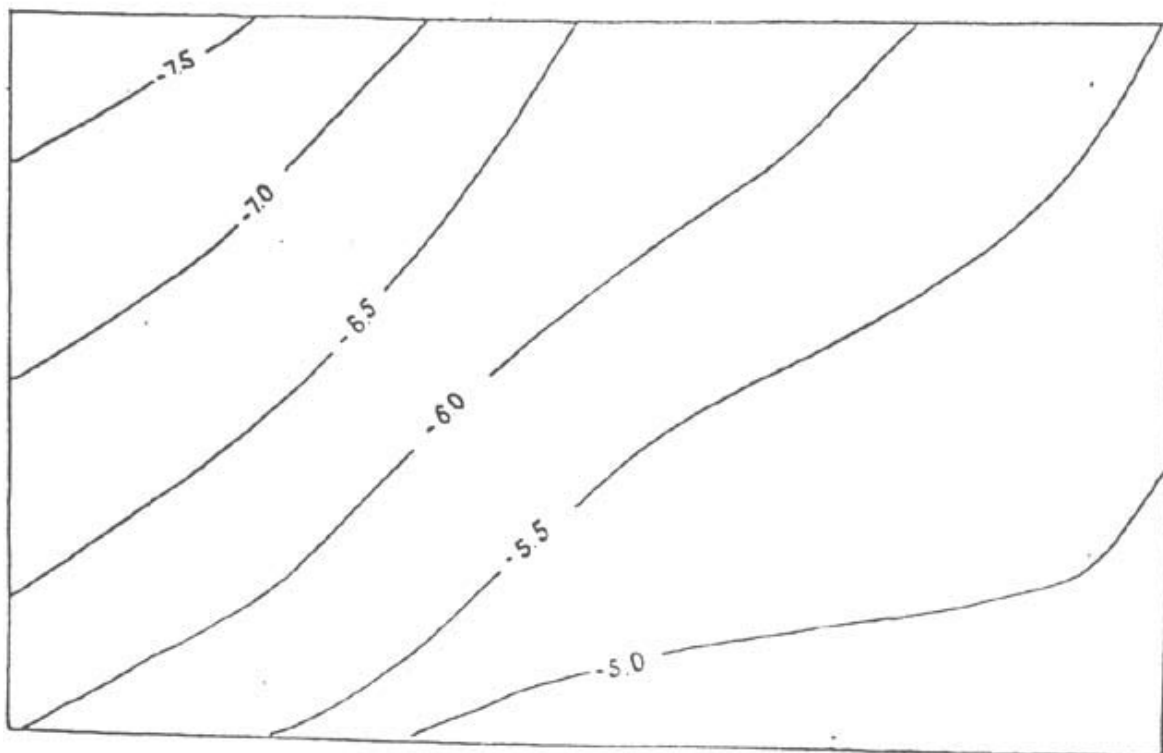
ε_{xy} - ср.кв. погрешность определения планового положения рядовых пунктов измерений в км.

$\varepsilon_{\text{рел}}$ - ср.кв. погрешность вычисления поправки за притяжения рельефа. Она не должна быть больше $\varepsilon_{\text{ряд}}$. Сечение изолиний отчетной карты выбирается из соотношения.

$$\Delta = 2,5\varepsilon_{\text{ан}}$$

Достаточность густоты сети измерений определяется полной погрешностью интерполяции карты, для вычисления которой проводят измерения по специальным интерполяционным профилям, расположенным по диагоналям к основной сети, с шагом измерений в два раза меньшим и точностью в два раза выше по сравнению с обычными рядовыми измерениями. Результаты измерения на интерполяционных профилях считаются эталонными. Затем сравнивают графики аномалий силы тяжести на интерполяционных профилях с графиками снятых с карты по этим же профилям. Среднее квадратическое отклонение между ними представляет собой полную погрешность интерполяции. Она не должна быть более чем в 1,5 раза $\varepsilon_{\text{ан}}$. Прирост информативности гравитационного поля при различной точности и детальности измерений показан на нижерасположенном рисунке 23. Увеличение точности и детальности гравиметрических съемок аналогично эффекту увеличительного стекла при рассмотрении мельчайших деталей.

А



Б

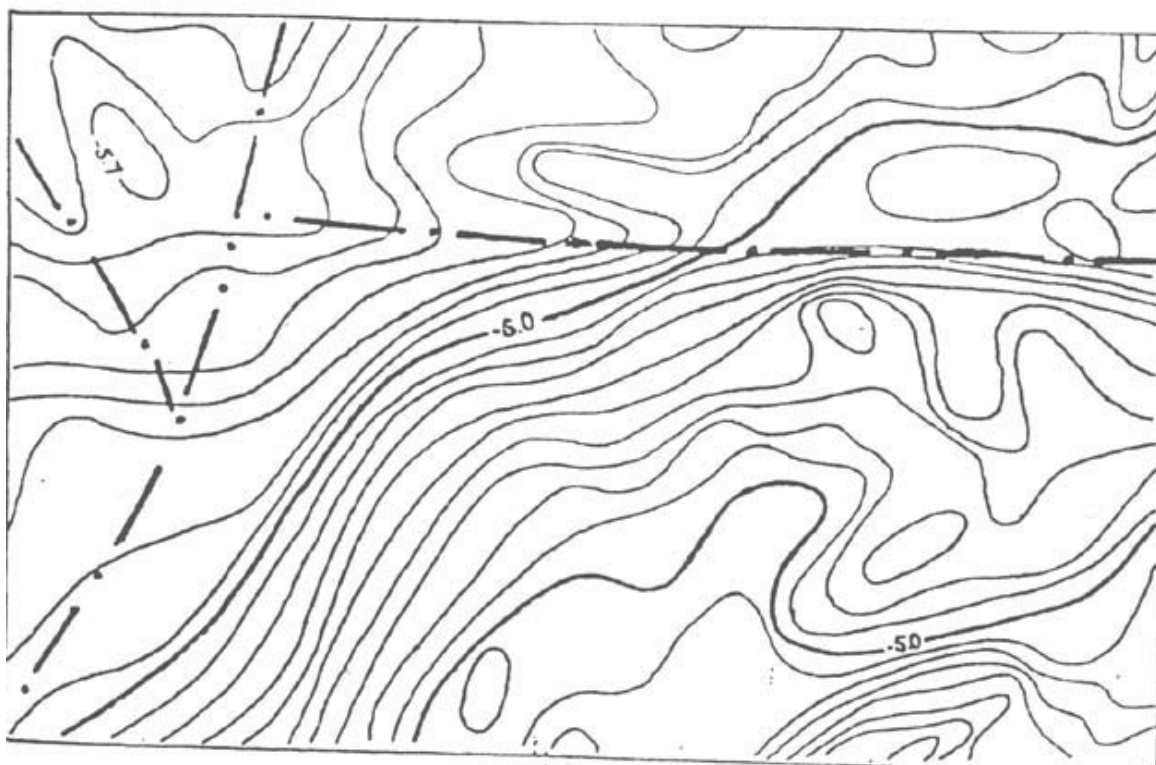


Рис. 23. Сопоставление гравиметрических карт масштабов 1:50 000 (А) и 1:10 000 (Б) (Павлов Б.Н., Корниенко А.И. 1979)

ПРИМЕНЕНИЕ ГРАВИРАЗВЕДКИ

Гравитационная разведка применяется для решения многих геологических, инженерно-геологических, гидрогеологических, экологических и инженерно-технических задач. Как известно, физической основой гравиразведки является дифференциация пород по плотности. Ориентировочные значения плотности горных пород даны в нижеследующей таблице (рис.24). Среднее значение плотности осадочных пород равно $2,3 \text{ г/см}^3$, кристаллических пород – $2,67 \text{ г/см}^3$. Практически во всех геологических регионах имеется контраст плотности между осадочным комплексом и кристаллическим фундаментом. Осадочные породы гидрохимического происхождения (доломиты, ангидриты, долериты и др.) имеют повышенную плотность, такую же как и у кристаллических пород. Железорудные, медно-колчеданные, свинцово-цинковые, хромитовые объекты имеют высокую плотность, достигающую до $4 - 4,5 \text{ г/см}^3$ и эти залежи характеризуются положительными аномалиями, интенсивность которых зависит от объема залежей и глубины их залегания.

Если плотность изучаемого геологического объекта больше плотности вмещающих пород, то он характеризуется избыточной плотностью, равной разности плотности объекта и плотности вмещающих пород. Объем всего объекта, умноженный на его избыточную плотность, представляет собой избыточную массу. В противном случае геологический объект характеризуется дефектом плотности и дефектом массы. Именно от избытка или дефекта масс, а также от глубины их залегания и их формы зависит знак, величина и характер аномалии силы тяжести.

Результаты гравиметрической съемки подлежат интерпретации, которая заключается в геологическом истолковании построенного гравитационного поля. Различают качественную и количественную интерпретацию. Качественная интерпретация носит описательный характер и заключается в определении гипотетических причин обнаруженных аномалий. Она проводится на основании анализа и сравнении всех имеющихся априорных геолого-геофизических данных по изучаемому району с полученными результатами съемки. Результатом качественной интерпретации

являются схематические карты и разрезы. При количественной интерпретации определяются числовые характеристики аномалиеобразующих объектов. Количественная интерпретация проводится в рамках модельных представлений о строении изучаемых объедков, она заканчивается построением согласованного геолого-геофизического разреза строения исследуемой площади работ с привлечением всех априорных данных.

Определение плотности пород производится по образцам современными петрофизическими методами. Существует также достаточно много способов определения плотности пород верхней части геологического разреза по результатам гравиметрических измерений на пересеченной местности, например, метод Неттлетона. Суть этого метода заключается в измерении силы тяжести через овраги или холмы и в последующем вычислении серии графиков аномалий Буге с различными значениями плотности пород промежуточного слоя. Если плотность промежуточного слоя не совпадает с принятым значением вычисления аномалии Буге, то наблюдается корреляция (прямая или обратная) с поведением рельефа. Значение плотности, при котором исчезает корреляция между поведением рельефа и аномалией Буге соответствует среднему значению плотности неровностей рельефа, называемой кажущейся (рис.8).

Классы	Название породы	Плотность, г/см ³		
		min	max	средняя
I	Эффузивные и интрузивные			
	а) Основные и ультраосновные			
	Базальты	2,6	3,0	2,8
	Габбро	2,9	3,1	3,0
	Гипербазиты	2,8	3,0	2,9
	Периодотиты	3,1	3,3	3,2
	б) Кислые			
	Граниты	2,55	2,7	2,6
	Сиениты	2,55	2,65	2,6
	Гранодиориты	2,65	2,75	2,70
II	Метаморфические			
	Сланцы	2,6	2,9	2,7
	Гнейсы	2,6	2,9	2,75
	Мраморы	2,65	2,75	2,7
III	Осадочные			
	а) Терригенные			
	Глина	1,5	2,2	1,9
	Песок	1,4	2,0	1,7
	Песчаник	2,1	2,8	2,4
	б) Органогенные и гидрохимические			
	Известняк, доломит	2,3	3,0	2,7
	Ангидрит	2,8	3,0	2,9
	Гипс	2,2	2,4	2,3
	Каменная соль	2,0	2,2	2,1
IV	Некоторые полезные ископаемые			
	Газ	0,001	0,002	—
	Нефть	0,7	1,1	0,9
	Уголь:			
	антрацит	1,4	1,5	—
	каменный	1,3	1,4	—
	бурый	0,8	1,2	—
	Торф	—	—	0,7
	Каменная соль (галит)	2,1	2,2	2,1
	Железные руды	3,7	4,3	4,0
	Хромиты	3,3	4,4	4,0
Полиметаллические руды (свинец, цинк)	3,2	5,5	4,0	

Рис.24. Таблица значений плотности горных пород.

Реальные геологические разрезы характеризуются сложным распределением плотностных свойств горных пород, и поскольку гравитационное поле аддитивно, то наблюдаемые

аномалии отражают суммарное гравитационное поле от всех плотностных неоднородностей геологического разреза. Можно привести много примеров распределения плотности пород в геологическом разрезе, которые в сумме не создают гравитационные аномалии. Поэтому интерпретация гравитационных аномалий, которая заключается в геологическом истолковании аномалий, не является однозначной задачей. Степень неоднозначности уменьшается с привлечением данных других геофизических методов и использования априорной информации. Более полное изложение вопросов интерпретации в данной брошюре не предусмотрено.

Геологические задачи, решаемые гравиразведкой, можно разделить условно на три класса: структурные, или нефтегазовые, рудные и инженерно-геологические. Каждая из этих классов задач имеет свои особенности и требует проведение гравиметрических съемок разной точности и детальности.

Неоднородность состава кристаллического фундамента создает наиболее сильные и большие по площади аномалии силы тяжести. Интрузии пород основного состава в гранитных породах создают положительные аномалии в десятки мГал. Грабены, или депрессии в фундаменте, эффузивы и граниты, а также метаморфизованные породы основного состава создают интенсивные отрицательные аномалии в десятки мГал.

Рассмотрим первый класс задач – поиск и разведка нефтегазовых залежей. Эти задачи характеризуются большой глубиной изучаемого объекта (1,5 – 2, 5 км), незначительными перепадами значений плотности, но выдержанностью по физическим свойствам и глубине залегания геологических объектов. Месторождения нефти и газа могут находиться в различных типах ловушек. Чаще всего они связаны с антиклинальными структурами, соляными куполами, рифогенными массивами, тектоническими нарушениями, стратиграфическими несогласиями и т.д. Условием образования залежей нефти или газа является наличие в геологическом разрезе пород-коллекторов (пористых песчаников, известняков, трещиноватых пород и т.д.) и непроницаемых пород-покрышек (глинистых сланцев, аргиллитов, доломитов и т.д.). Залежи нефти или газа, связанные с антиклинальными структурами часто имеют унаследованный характер с рельефом фундамента, гравитационный эффект которого является доминирующим в суммарной положительной аномалии величиной в первые единицы

мГал, а присутствие в породах газа или нефти, характеризующихся дефектом плотности величиной 0.05-0.12 г/см.куб., создает небольшой отрицательный гравитационный эффект в несколько десятых долей мГал. Поэтому гравитационные аномалии от антиклинальных залежей имеют сглаженные, или слегка отрицательные значения максимумов аномалий. Структуры, не содержащие залежей углеводородов, имеют неискаженные выпуклые максимумы аномалий. Примеры типичных аномалий силы тяжести над газовыми месторождениями, приуроченных к антиклинальной ловушке и над нефтяным месторождением показаны на ниже расположенных рисунках.

Для подчеркивания и усиления эффекта от залежей исходные данные часто подвергают трансформациям, вычисляя высшие производные исходного поля. Такое преобразование исходной кривой позволяет лишь усилить и выделить в более контрастном виде локальную составляющую поля. Однако при этом происходит и усиление помех и погрешностей съемки. Получение же новой информации при этом не происходит. Локальная составляющая содержится в исходном поле и опытный инженер ее всегда заметит. Следует помнить, что при каждом преобразовании информации происходит ее искажение и частичная потеря по обрамлению участка съемки в зависимости от применяемых алгоритмов и параметров трансформаций.

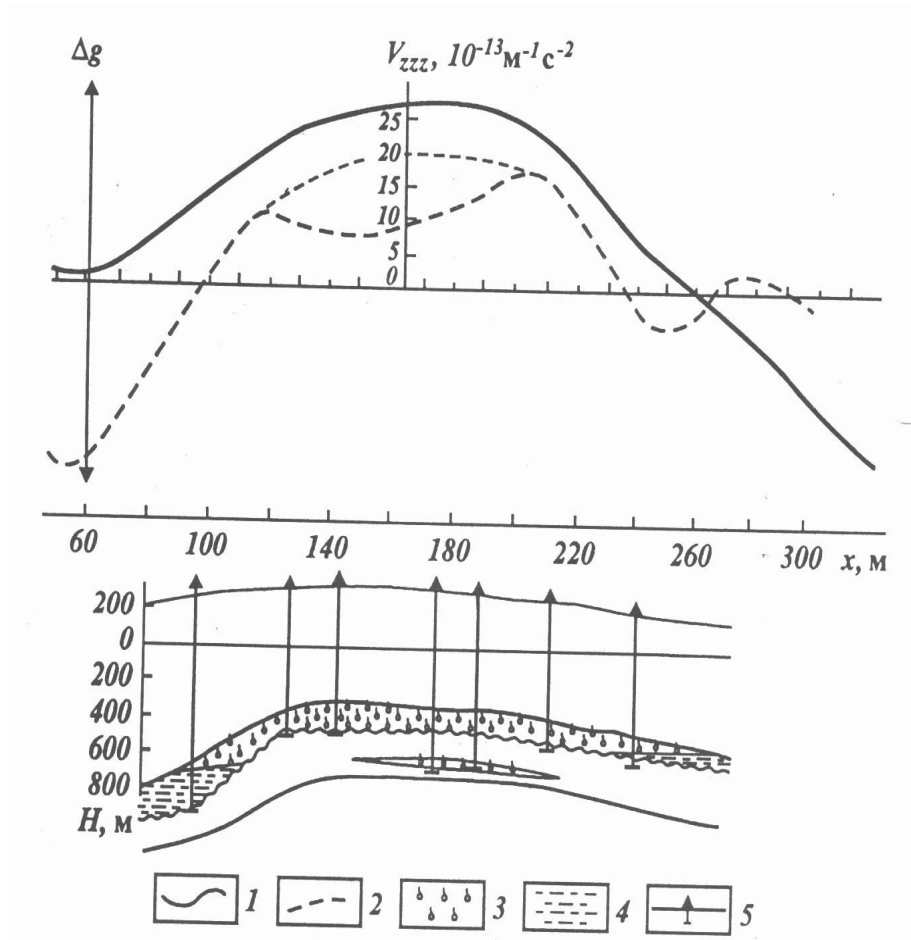


Рис. 25. Кривые Δg и W_{zzz} на Северо-Ставропольском газовом месторождении (по В.М.Березкину): 1 – кривая Δg ; 2 – кривая W_{zzz} ; 3 – газовая залежь; 4 – водоносный слой; 5 – скважины.

Для обнаружения аномалий, связанных с непосредственным наличием в структурах залежей углеводородов, применяют высокоточные измерения по профилям. Длина профилей при этом должна быть в 8 – 10 раз больше глубины залегания исследуемых структур, шаг измерений – не более 100 м, точность определения аномальных значений – не ниже 0,1 мГал. Такая технология обусловлена низким уровнем полезного сигнала от залежей углеводородов и необходимостью применять различные статистические методы выделения полезной составляющей в суммарном гравитационном поле.

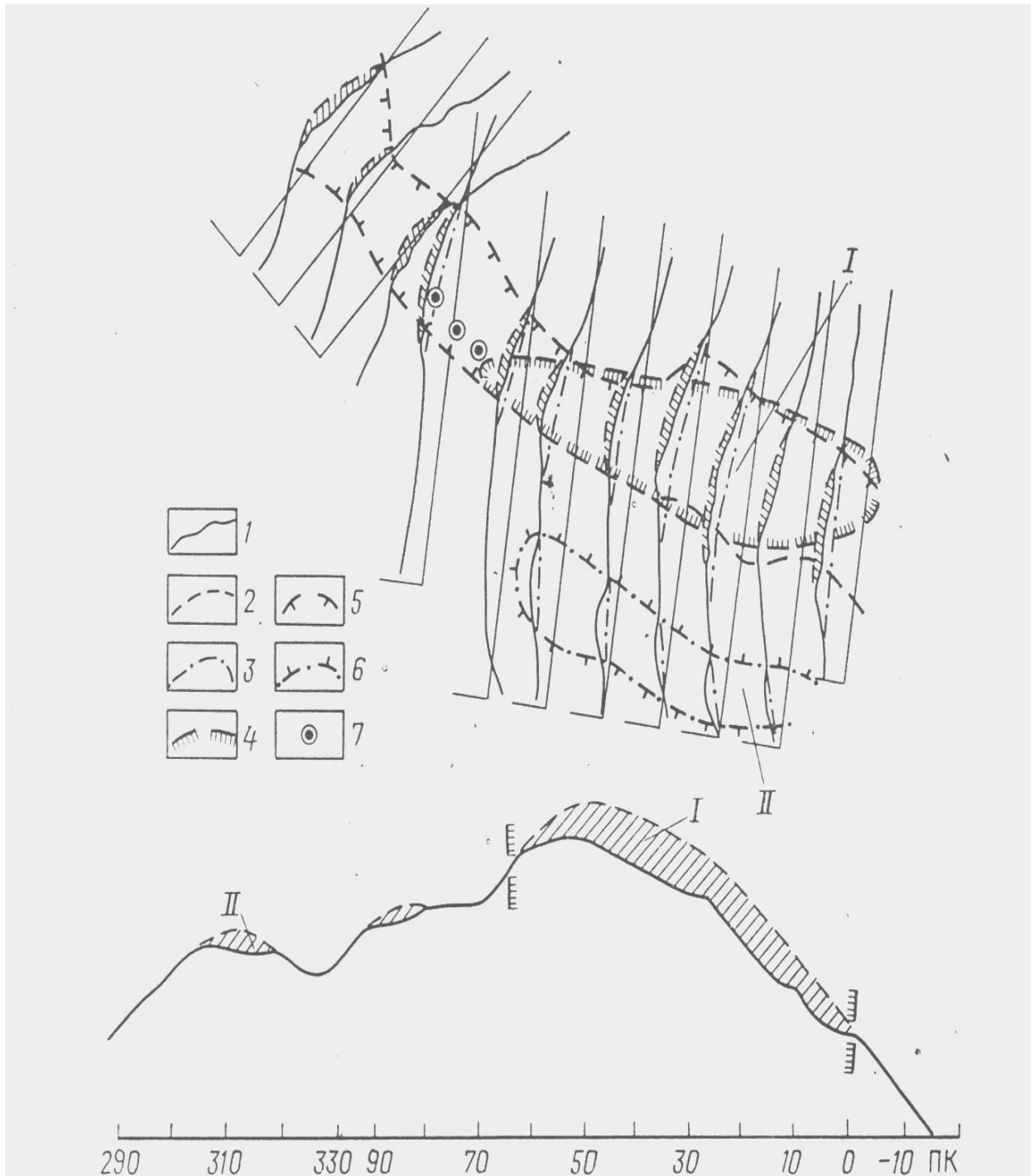


Рис. 26. Аномалии Буге на месторождении Жетыбай (по Попову В.А. и Михайлову И.Н.): 1 – наблюдаемые аномалии Буге; 2 – восстановленная положительная аномалия; 3 – региональный фон; 4 – контур нефтегазоносности по данным бурения; 5 – контур локальной отрицательной аномалии; 6 контур предполагаемой структуры II по данным гравirazведки; 7 – разведочные скважины, пробуренные после проведения гравirazведочных работ.

Соляные купола (диapiro), и приуроченные к ним в структурах примыкания залежи углеводородов, характеризуются отрицательными аномалиями силы тяжести амплитудой в десятки

мГал. Сами залежи нефти или газа характеризуются десятыми долями мГал и в чистом виде на фоне сильных отрицательных аномалий заметны слабо. Нефтяная геофизика начала развиваться именно с гравиразведки, которая, еще в 20-х годах прошлого века, показала себя как эффективный метод обнаружения и картирования соляных куполов. В 70-е годы прошлого столетия гравиразведкой в комплексе с электроразведкой методом МТЗ открыто немало месторождений углеводородов в подсолевых комплексах пород на глубинах более 4 км (например Астраханское газоконденсатное месторождение)

Рифогенные ловушки углеводородов характеризуются отрицательными аномалиями силы тяжести амплитудой в десятые доли и в первые единицы миллиГал. Для надежного выделения их из суммарного гравитационного поля необходимо проведение профильных или площадных съемок высокой точности, не ниже 0,1 мГал.

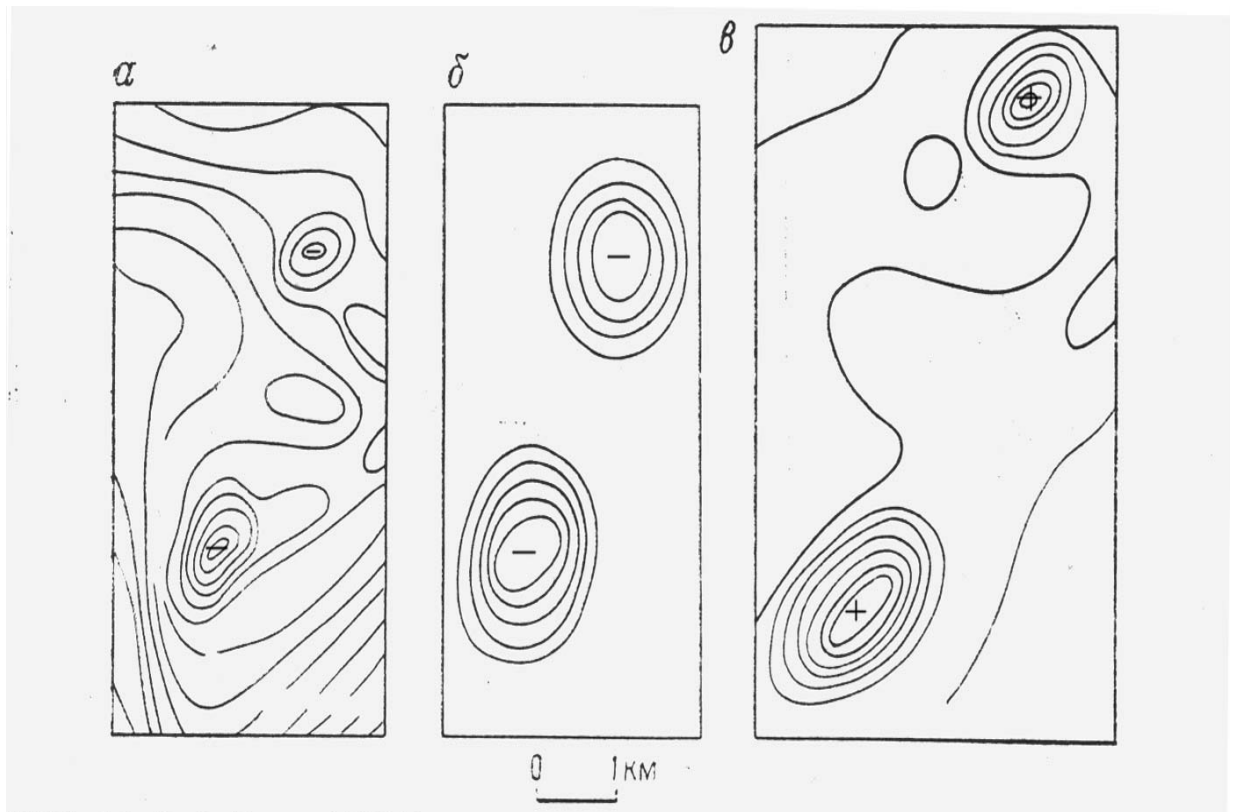


Рис. 27. Риф Даун (США): а- карта аномалий Буге с сечением изоаномал через 0,1 мГал; б – остаточные аномалии; в – структурная карта поверхности рифа (сечение 50м)

Рудный класс задач характеризуется меньшими глубинами залегания объектов, большой дисперсией значений

плотности пород и невыдержанностью физических свойств и границ залегания горных пород. Железорудные залежи, например, в районе Курской магнитной аномалии характеризуются положительными аномалиями величиной в первые десятки мГал. Гравиразведка является самым эффективным методом при поисках и разведке залежей хромитов. Положительные аномалии силы тяжести над хромитовыми телами составляют единицы мГал. Такими же примерно аномалиями характеризуются медно-колчеданные, свинцово-цинковые, фосфоритовые и другие металлические и полиметаллические месторождения.

На поисковом этапе рудных месторождений гравиметрическая съемка проводится в масштабе 1:125000 – 1:10000 с построением карт с сечением изолиний через 0,2 – 0,1 мГал. в зависимости от ожидаемых размеров рудных полей. При разведочных работах масштаб увеличивается до 1:5000. При детальном изучении рудных тел гравиразведка производится по системе профилей. В процессе разработки подземных месторождений применяют шахтную гравиразведку, задачей которой является обнаружение сопутствующих небольших объектов, пропущенных в процессе разработки основных рудных тел.

При рудных поисках гравиметрические работы обычно проводят совместно с магнитной наземной съемкой. Производство магнитных измерений стоит дешево и не занимает много времени. Получаемая дополнительная информация позволяет более однозначно решать геологическую задачу. Магнитная съемка проводится по сети гравиметрической съемки, но с шагом измерений в два раза чаще. На представленном рис. 28 показаны графики аномалий силы тяжести и магнитного поля над медно-колчеданным месторождением.

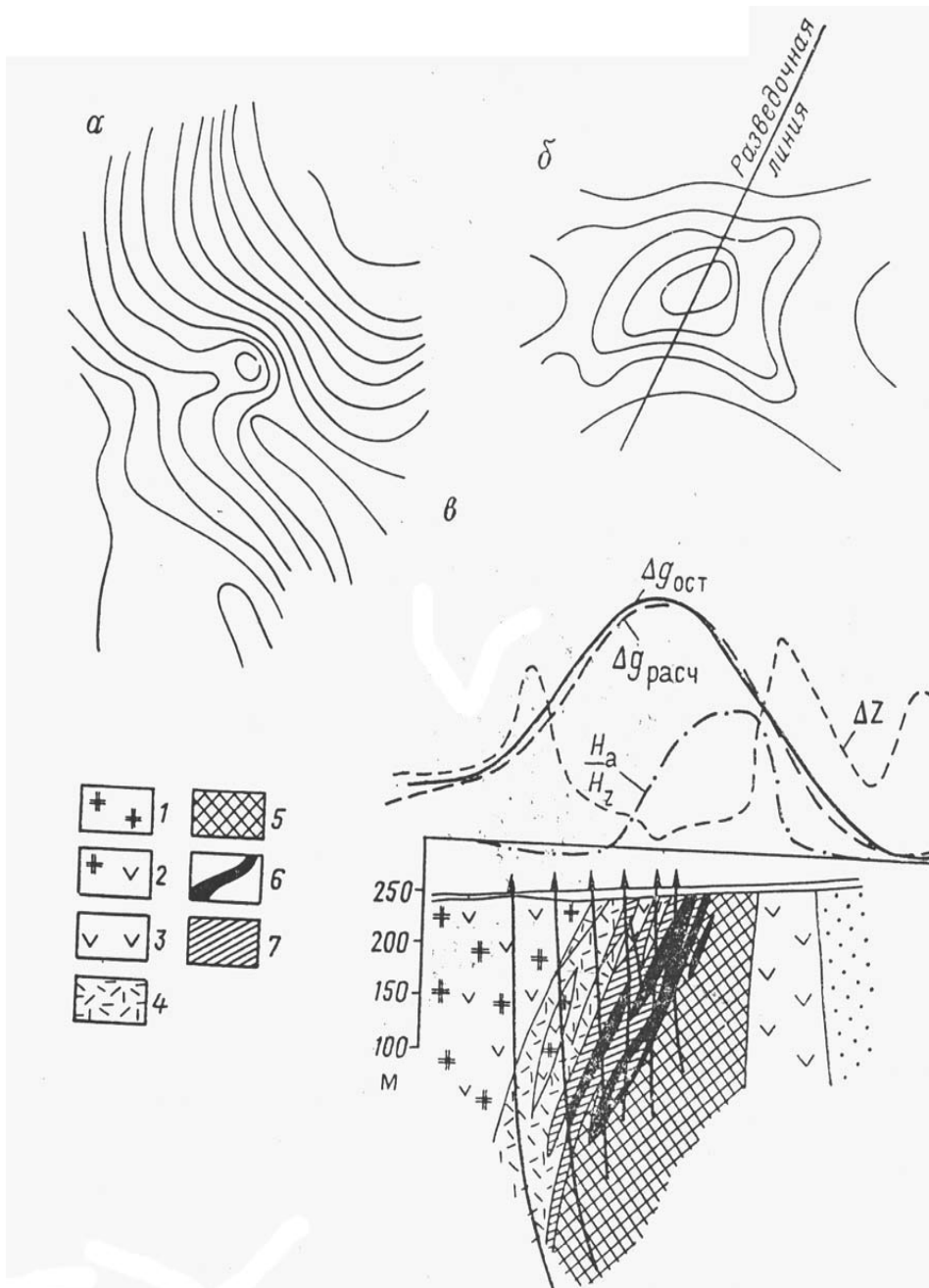


Рис. 28. Результаты гравиметрических и магнитометрических работ над медно-колчеданном месторождении: 1- Схематический план изоаномал Δg ; б – карта остаточных аномалий Δg ; в – кривые Δg , магнитные аномалии и геологический разрез по профилю; 1, 2 – диориты и порфириды ($\sigma = 2,77 \text{ г/см}^3$); 3 – порфириды основного состава ($\sigma = 2,62 \text{ г/см}^3$); 4 – альбитофиры ($\sigma = 2,69 \text{ г/см}^3$); 5 – роговики ($\sigma = 2,75 \text{ г/см}^3$); 6 – руды массивные ($\sigma = 4,43 \text{ г/см}^3$); 7 – руды вкрапленные ($\sigma = 3,75 \text{ г/см}^3$).

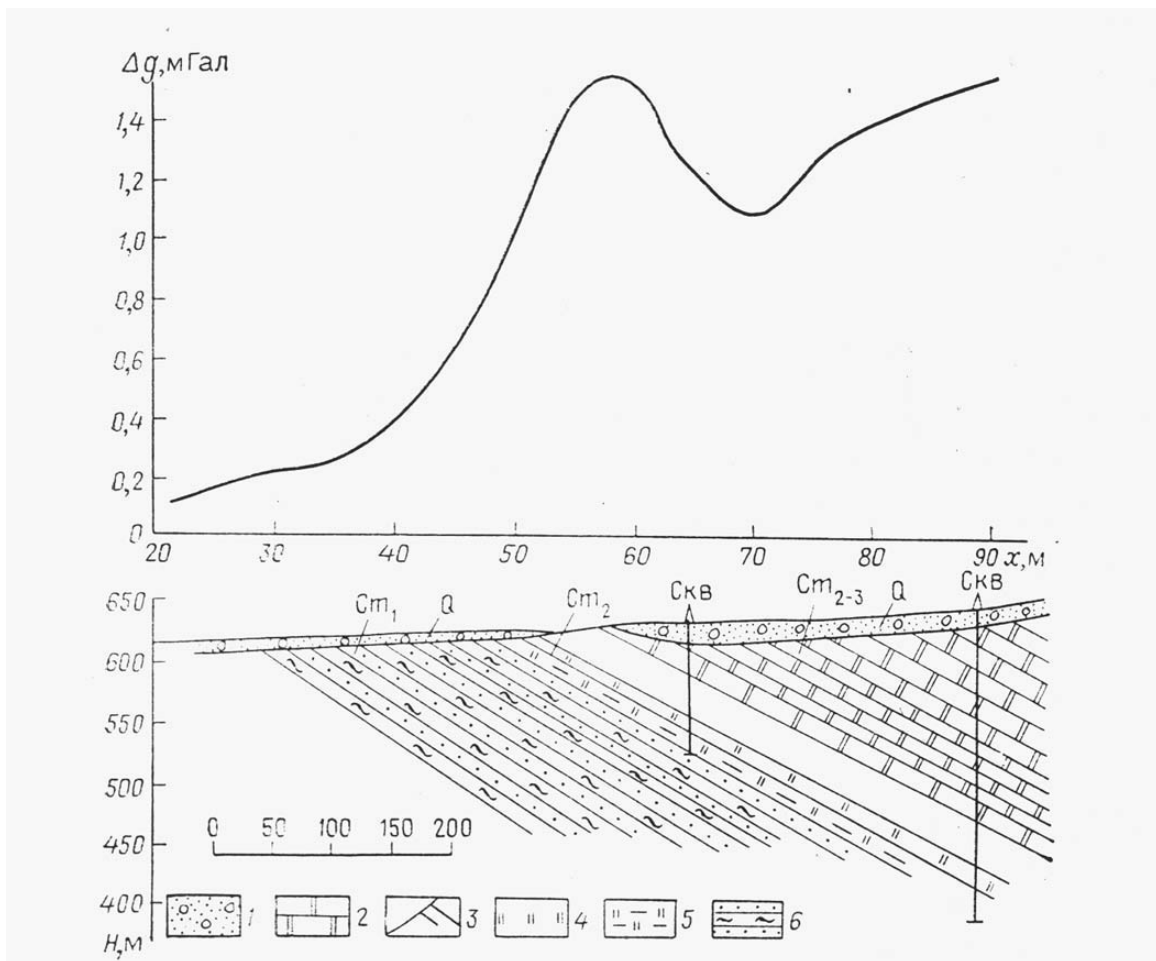


Рис. 29. Аномалия Δg над фосфоритовой залежью (по Кушербаеву Н.И.): 1- песчано-галечники; 2- мраморизированные и доломитизированные известняки; 3 – фосфорит; 4 – кварцит; 5 – доломит; 6 – песчаник и глинистый сланец.

Алмазоносные кимберлитовые трубки характеризуются отрицательными аномалиями силы тяжести величиной в десятые доли мГал. В этом случае гравirazведка эффективно решает задачу разбраковки магнитных аномалий от базальтовых и кимберлитовых трубок. Кимберлит представляет собой ультраосновную метаморфизованную породу. При метаморфизме ультраосновных пород происходит уменьшение их плотности, но высокая магнитная восприимчивость при этом сохраняется. Обычно плотность кимберлитов на 0,15 – 0,25 г/см.куб. меньше плотности вмещающих пород. Поэтому кимберлитовые объекты характеризуются отрицательными аномалиями силы тяжести и положительными

магнитными аномалиями в отличие от базальтовых трубок, которые характеризуются положительными магнитными и гравитационными аномалиями.

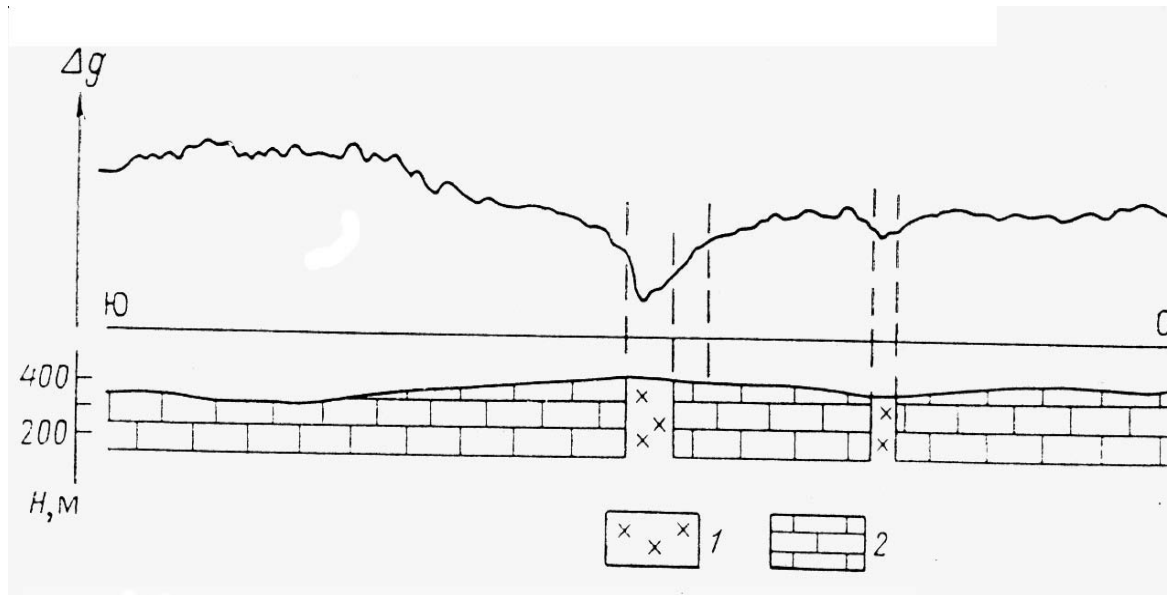


Рис. 30. График Δg над кимберлитовыми трубками. 1 – кимберлит; 2 – известняк.

При инженерно геологических исследованиях гравиразведка позволяет уверенно обнаруживать зоны карста пород, обнаружения пустот в верхней части геологического разреза, осуществлять мониторинг состояния грунтов под инженерными сооружениями, а также картировать палеорельеф в районах строительства зданий и сооружений. Измерения силы тяжести при решении таких задач нужно проводить с точностью 3-5 мкГал, что в городских условиях можно делать только в ночной период, когда уровень микросейсмических помех минимален. Хотя такие работы требуют большой тщательности измерений, но гравиразведка, особенно при мониторинговых работах в городских условиях, является наиболее эффективным методом по сравнению со всеми другими методами геофизической разведки. Пример успешного картирования палеорельефа Манежной площади в Москве показан на рис. 31. Участки понижения палеорельефа (палеоовраги) характеризуются отрицательными аномалиями. Заложенные в этих местах археологические раскопы позволили получить богатый археологический материал.

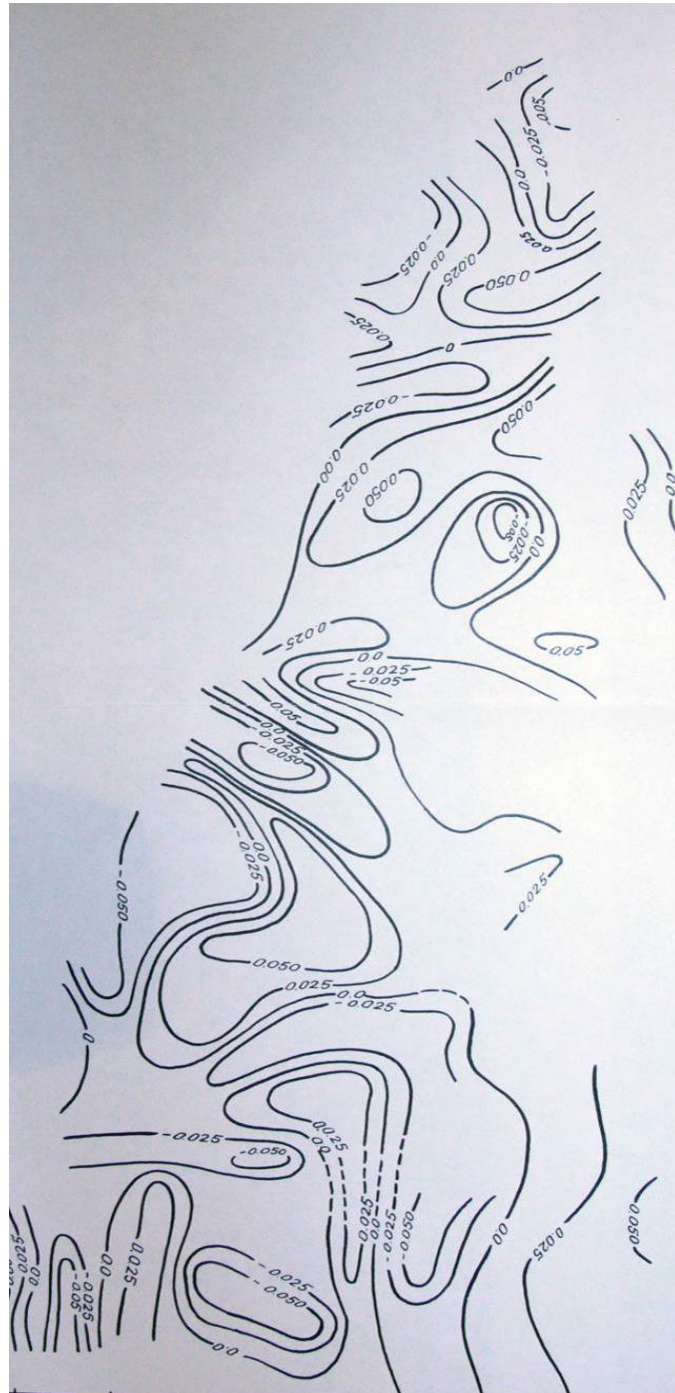


Рис. 31. Микрогравитационное поле Манежной площади Москвы до строительства ТРЦ (гостиница Москва внизу).

Перспективным направлением в решении задач инженерной геологии является измерение вторых производных потенциала притяжения. Вариометры широко использовались в первой половине прошлого века при поисковых и разведочных работах рудных и нефтяных залежей. В 60-е годы выпуск и дальнейшее совершенствование вариометров прекратился, так как вторые производные потенциала притяжения очень чувствительны к приповерхностным плотностным неоднородностям. Но в середине прошлого века главной задачей геофизической разведки стало повышение глубинности геофизических исследований. В настоящее время перед геофизической разведкой стоят задачи изучения слабоконтрастных объектов, соизмеримых с уровнем помех, и использование вариометров в этих случаях весьма перспективно. Необходимость разработки быстродействующей компьютеризированной аппаратуры для измерения вторых производных потенциала силы тяжести очевидна.

В связи с повышением чувствительности гравиметрической аппаратуры, выпускаемой за рубежом фирмами Scintrex и La Coste-Romberg, расширяется сфера ее применения для решения таких задач, как мониторинг состояния подземных хранилищ газа и мониторинг разработки залежей углеводородов. Физической основой применения гравиметрии в этих случаях является изменения массы пород вследствие замены углеводородных флюидов пористого пространства более плотным водным раствором. Подъем водонефтяного контакта (ВНК) приводит к увеличению силы тяжести и изменению контура. На рис. 32 показаны результаты успешного использования гравиметрического метода при мониторинге разработки Заполярного газоконденсатного месторождения.

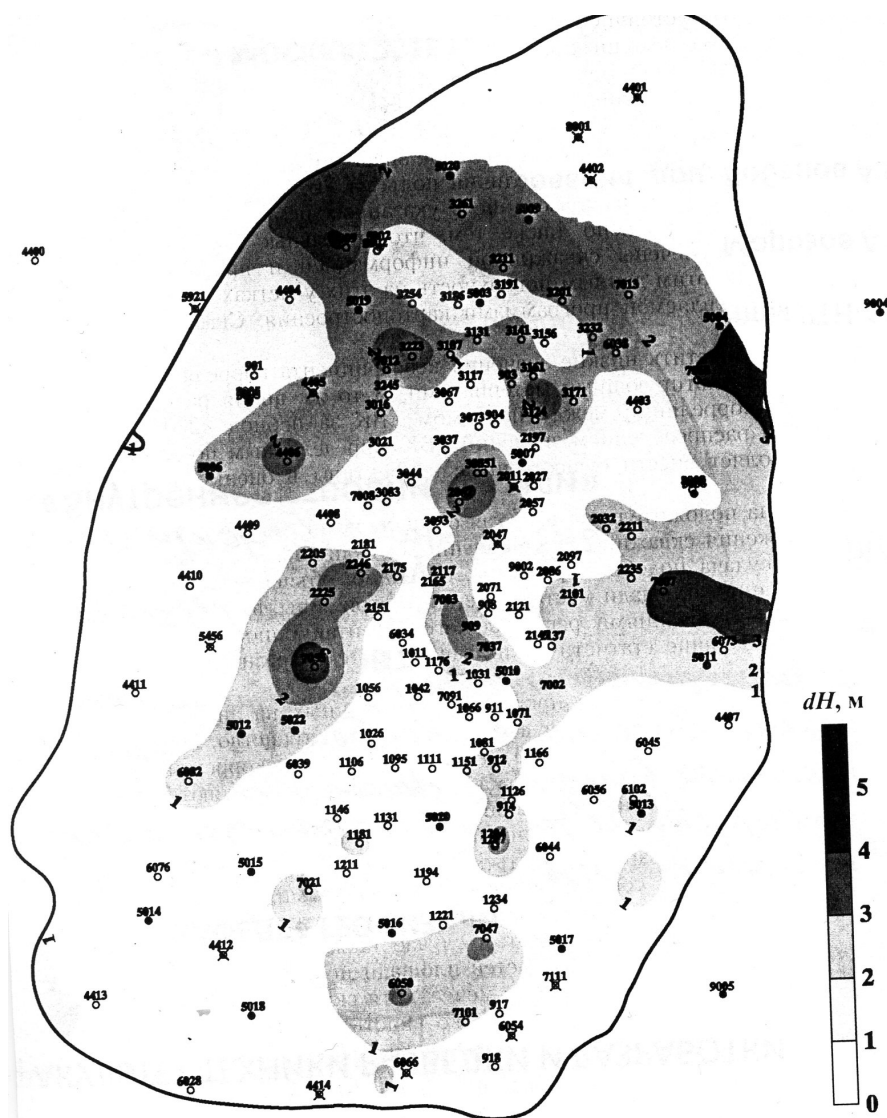


Рис. 32. Подъем газовой контактной поверхности (ГВК) с осени 2009г по осень 2010г по результатам гравитационного мониторинга на Заполярном нефтегазоконденсатном месторождении. Наибольший подъем наблюдается вблизи добывающих скважин. Определяется не только изменение ГВК, но и его контур [9].

На рис. 33 представлены результаты 7-летнего мониторинга разработки на одном из подводных газовых месторождений Северного моря. С падением пластового давления вследствие откачки газа (график слева), происходит замещение пористого пространства водой, и как следствие, увеличение наблюдаемого значения силы тяжести. Расчетные данные хорошо совпадают с результатами измерений.

На данном рисунке (слева) показано уменьшение пластового давления на одном из газовых месторождений в Северном море за 7 лет и график накопленных изменений силы тяжести, характеризующий продвижения ГВК (красная линия – ожидаемые значения, черная – фактически полученные значения)

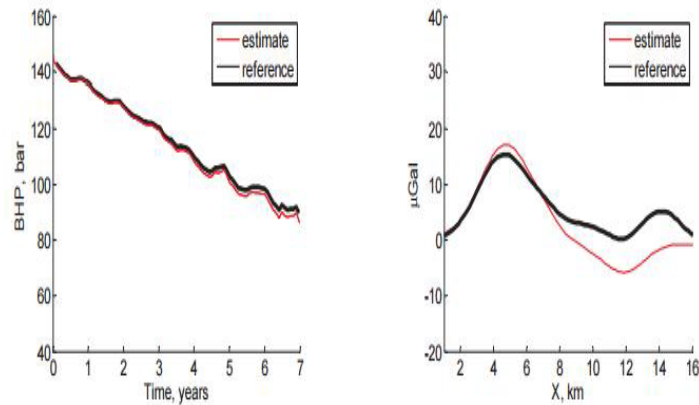


Рис. 33. Результаты мониторинговых подводных измерений силы тяжести за 7 лет на одном из месторождений Северного моря.

Преимуществом гравиметрии является не только ее высокая геологическая эффективность и низкая по сравнению с сейсмическими методами стоимость полевых работ, но и экологическая безопасность, особенно в местах природы, слабоустойчивой к техногенным нагрузкам, например в тундровой части Севера РФ, в районах распространения вечномёрзлых пород. Верхняя часть разреза характеризуется неоднородным строением, высокой льдистостью, наличием подземных жильных льдов, заболоченных мест. При строительстве трубопроводов, дорог и инженерных сооружений необходимо знать область распространения таких пород. Детальная гравиразведка и магниторазведка отлично справляются с такими задачами. На рис. 34. приведен пример такого применения.

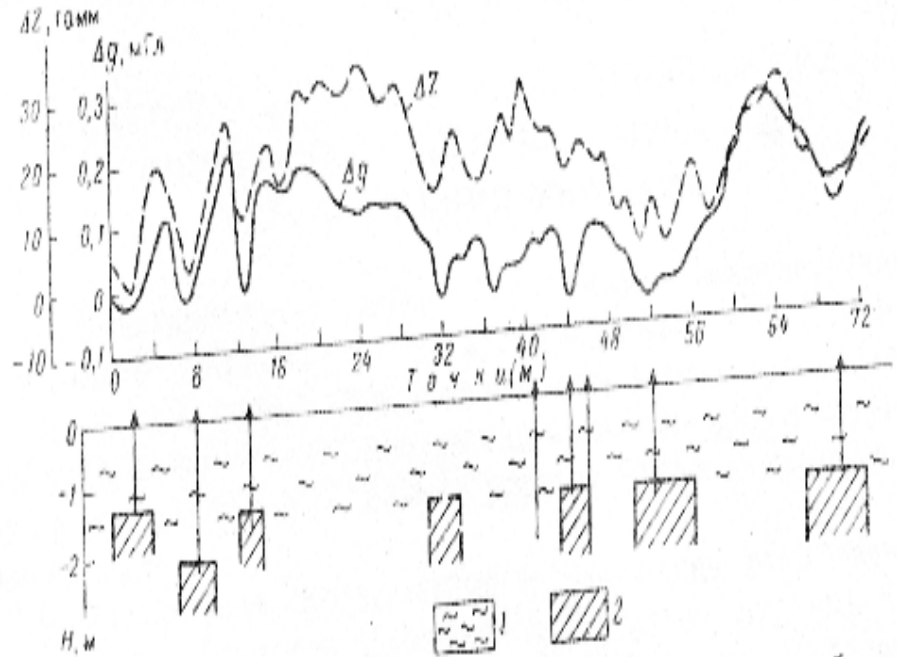


Рис. 34. Картирование подземных жильных льдов гравии- и магниторазведкой в Якутии (в районе реки Татты): 1 – суглинки; 2 – подземный лед.

Вопросы для самоконтроля.

1. Перечислите основные предпосылки применения гравиразведки для решения различных геологических задач.
2. При поисках и разведки каких полезных ископаемых гравиразведка является прямым геофизическим методом, обеспечивающим наиболее эффективное решение?
3. Назовите основные геологические задачи, решаемые гравиразведкой при нефтяных поисках.
4. Каковы должны быть точность и детальность гравиметрических съемок при поисковых работах на нефть и газ, при рудных поисках и при решении инженерно-геологических задач?
5. Какова должна быть длина гравиметрических профилей используемых для количественной интерпретации?

ЛИТЕРАТУРА.

1. Веселов К.Е., Сагитов М.У. Гравиметрическая разведка. – М.: Недра, 1968. – 512 с.
2. Веселов К.Е. Гравиметрическая съемка. – М.: Недра, 1986. – 312с.
3. Маловичко А.К., Костицын В.И. Гравиразведка. – М.: Недра, 1992
4. Миронов В.С. Курс гравиразведки – Л.: Недра, 1980
5. Серкеров С.А. Гравиразведка и магниторазведка.- М.: Недра, 1999
6. Вольфганг Торге. Гравиметрия. М.Мир, 1999.
7. Долгаль А.С., Костицын В.И. Гравиразведка: способы учета влияния рельефа местности. Учебное пособие. Перм. гос. ун-т. Пермь, 2010 – 88с.
8. Бычков С.Г., Долгаль А.С., Симанов А.А. Вычисление аномалий силы тяжести при высокоточных гравиметрических съемках. Пермь, УрО РАН, 2015 – 142с.
9. Андреев О.П., Кобылкин Д.Н. Ахмедсафин С.К. и др. Гравиметрический контроль разработки газовых и газоконденсатных месторождений. Состояние, проблемы, перспективы. – М.; ООО «издательский дом Недра», 2012. – 374 с.; ил.
10. Стогний В.В., Стогний Г.А. Гравиразведка: учеб. пособие. Краснодар: Кубанский гос. ун-т, 2013, 367с.
11. Аксельрод С.М. Современное состояние и перспективы развития гравиметрического каротажа. АИС, Каротажник, №6, 2009, Тверь
12. Sylvan Bonvalot. Mesures et traitement de gravimetrie terrestre. Ecole d'Ete 2010 du GRGS.
13. J-L Alixant. In-Situ Residual oil Saturation to Gas Time-Lapse Borehole Gravity. SPE, 30609.
14. Deep Density Borehole Gravity Surveying. Edcon, Inc. 1996
15. L.S. Gournay, W.D. Lyle. Determination of hydrocarbon saturation and porosity using a combination borehole gravimeter (BHGM) and deep investigating electric log. SPWA twenty-fifth annual logging symposium, june 10-13 1984

