

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ  
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Федеральное государственное бюджетное  
образовательное учреждение высшего образования  
«ПЕРМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ  
НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

А. В. Пугин

# ГРАВИРАЗВЕДКА

## Часть I

*Допущено методическим советом  
Пермского государственного национального  
исследовательского университета в качестве  
учебного пособия для студентов, обучающихся  
по направлению подготовки бакалавров «Геология»  
и специальности «Технологии геологической разведки»*



Пермь 2019

УДК 550.312  
ББК 26.212  
П88

**Пугин А.В.**

П88 Гравиразведка [Электронный ресурс]: учеб. пособие: в 2 ч. / А. В. Пугин; Перм. гос. нац. исслед. ун-т. – Электрон. дан. – Пермь, 2019. – Ч. 1. – 6,25 Мб; 110 с. – Режим доступа: <http://www.psu.ru/files/docs/science/books/uchebnie-posobiya/pugin-graviravezdka-ch-1.pdf>. – Загл. с экрана.

ISBN 978-5-7944-3409-5

ISBN 978-5-7944-3410-1 (Ч. 1)

Приведены основные понятия и определения метода гравиметрической разведки, рассмотрен предмет исследования гравиразведки, описаны основные гипотезы изостазии, рассмотрены способы измерения силы тяжести, аппаратура для выполнения наземных гравиметрических съемок, дополнительными главами даны сведения об определении плотности горных пород на образцах керна, плотности минералов и горных пород, кратко изложены основы картографии, обозначены этапы процесса гравиметрических исследований и регламентирующие документы.

Издание предназначено для студентов, обучающихся по направлению подготовки бакалавров «Геология» и специальности «Технологии геологической разведки».

Табл. 10. Ил. 37. Библиограф. 15 назв.

**УДК 550.312**  
**ББК 26.212**

*Издается по решению ученого совета геологического факультета  
Пермского государственного национального исследовательского университета*

*Рецензенты:* кафедра геофизики ФГБОУ ВО «Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе» (и.о. зав. каф. – канд. геол.-минерал. наук **А. А. Иванов**);

главный научный сотрудник Горного института УрО РАН,  
д-р физ.-мат. наук, доцент **А. С. Долгаль**

ISBN 978-5-7944-3409-5  
ISBN 978-5-7944-3410-1 (Ч. 1)

© Пугин А. В., 2019  
© ПГНИУ, 2019

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие .....	5
<b>ЧАСТЬ ПЕРВАЯ. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ</b>	
Глава 1. Основные понятия и определения .....	7
§1. Сила тяжести и ускорение свободного падения .....	8
§2. Потенциал силы тяжести .....	13
§3. Нормальное и аномальное значение силы тяжести .....	15
§4. Вторые производные гравитационного потенциала .....	19
§5. Связь между гравитационным и магнитным потенциалом .....	21
Глава 2. Предмет исследования гравиразведки.....	24
§1. Общие сведения о строении и плотностной модели Земли .....	28
§2. Неоднородности в теле Земли.....	31
§3. Кристаллический фундамент .....	33
§4. Области разрывных нарушений.....	35
§5. Осадочный чехол платформенных областей .....	37
§6. Экзотехносфера .....	43
Глава 3. Изостазия .....	45
Гипотеза Пратта .....	45
Гипотеза Эри .....	46
Гипотеза Вейнинг-Мейнеса .....	48
Глава 4. Измерения силы тяжести .....	49
§1. Абсолютные измерения .....	49
Маятниковый метод .....	51
Метод свободного падения .....	53
§2. Относительные измерения .....	55
Статический метод .....	55
Глава 5. Аппаратура для выполнения наземных гравиметрических съемок	57
§1. Геодезическая аппаратура .....	57
Электронные тахеометры.....	57
Навигационные GPS/ГЛОНАСС системы.....	58
Малые навигационные приемники.....	60
§2. Гравиметры для наземных измерений .....	61
Гравиметр наземный узкодиапазонный класса В (ГНУ-КВ).....	64
Гравиметры наземные серии LaCoste&Romberg (модели G и D).....	68
Автоматизированные гравиметры Autograv CG-5 и CG-6 .....	71

Факторы, влияющие на рабочий режим измерительной системы гравиметра.....	74
Дополнительные главы .....	78
Глава 6. Плотность минералов и горных пород .....	78
§1. Определение плотности образцов горных пород.....	79
§2. Плотность минералов .....	81
§3. Плотность магматических пород .....	81
§4. Плотность метаморфических пород.....	87
§5. Плотность осадочных пород .....	91
Глава 7. Основы картографии.....	94
§1. Системы координат и картографические проекции.....	94
§2. Разграфка и номенклатура топографических карт .....	103
§3. Геоинформационные системы и информационные ресурсы .....	105
Глава 8. Этапы процесса гравиметрических исследований и регламентирующие документы .....	108
Список литературы.....	109



## ПРЕДИСЛОВИЕ

Мир меняется, возникают новые идеи, изобретения и геофизика, являясь прикладной наукой, не стоит на месте. Развивается система образования. Появляются новые требования, заставляющие порой кардинально переосмыслить материал, преподносимый преподавателем своим ученикам. Технический прогресс обуславливает формирование новых компетенций, значительная часть из которых носит прикладной характер. Это вполне логично, поскольку деятельность большинства людей, закончивших университет, связана именно с практическим, профессиональным применением знаний, полученных за годы обучения.

С конца XX в. геофизика сделала значительный рывок относительно применения вычислительной техники. Оборудование, которое стало «умным», способно существенно облегчить работу оператора. Автоматизация и повышение разрешающей способности аппаратуры привели к упрощению методик экспериментальных наблюдений.

Использование компьютеров позволило снизить трудоемкость многих задач, отнимавших значительное время в эпоху «ручного счета». За последние десятилетия отрасль пережила настоящий бум создания компьютерных технологий обработки и интерпретации геолого-геофизических данных. Многие методы, написанные на бумаге, наконец-то обрели свое законное место в инструментарии специалиста-геофизика.

В современных реалиях профессионалу необходимо не столько запоминание вывода тех или иных математических формул, сколько понимание заложенного в них смысла и их предназначения, умение найти эти формулы в глобальном информационном поле и грамотно применять, знать технологию работы с оборудованием и методики выполнения полевых работ, уметь правильно обрабатывать и интерпретировать экспериментальные данные.

Несомненно и то, что теоретические основы геофизических методов остаются неизменными, значительная часть материала старых учебников актуальна и по сей день, а качество изложения в них зачастую намного выше, чем в большинстве современных книг и учебных пособий. Основная задача автора-составителя данного учебного пособия заключается в тщательном отборе и обобщении наиболее полезной информации из учебников предыдущих поколений, книг и статей в области гравиразведки и смежных

областей знаний, обогащении этого материала собственным опытом и опытом коллег-геофизиков.

Первая часть учебного пособия содержит общие положения метода гравirazведки, его теоретические основы, сведения о плотности горных пород и слагающих их минералов, о предмете исследований гравirazведки. Рассматриваются аппаратура для производства измерений и принципы ее функционирования. Указываются основные документы, регламентирующие проведение гравirazведочных работ.

Данное издание предназначено для обучающихся по направлению подготовки бакалавров «Геология» и специальности «Технологии геологической разведки». Как источник базовых знаний пособие может быть полезно обучающимся по направлению подготовки магистров «Геология», преподавателям геологических факультетов, обучающих гравirazведке, и специалистам, применяющим данный метод в своей профессиональной деятельности.

---

## Часть первая. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

---

### ГЛАВА 1. ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ

Гравиметрическая разведка – метод разведочной геофизики, основанный на изучении поля силы тяжести на поверхности Земли, под ее поверхностью, в атмосфере и в космическом пространстве над ее поверхностью, на поверхности и под поверхностью морей и океанов.

#### ИСТОРИЧЕСКАЯ СПРАВКА<sup>1</sup>

Метод гравиметрической разведки возник из гравиметрии, которая первоначально развивалась как отрасль геодезии – науки об изучении формы Земли. Гравиметрия – наука об изучении силы тяжести зародилась в XVII веке на основе замечательных экспериментов и теоретических исследований Галилея, Ньютона, Гюйгенса и других ученых. Первые гравиметрические измерения, вместе с данными астрономии и геодезии, позволили установить, что Земля с довольно высокой степенью приближения может быть уподоблена сфероиду, сплюснутому по оси вращения, иначе говоря, эллипсоиду вращения с малым коэффициентом сжатия. Эти же данные позволили определить и величину сжатия земного эллипсоида.

В середине XVIII века французский математик А. Клеро (1713–1765) создал основы расчета нормального гравитационного поля, то есть поля силы тяжести на поверхности земного сфероида, состоящего из однородных по плотности концентрических слоев. Это дало возможность ввести в рассмотрение понятие о гравитационной аномалии, как о разности наблюдаемого значения силы тяжести, приведенного к поверхности геоида введением соответствующих поправок, и теоретического нормального значения силы тяжести.

Первое истолкование гравитационных аномалий как величин, характеризующих взаимное расположение геоида и сфероида, дал английский математик Д. Стокс (1819–1903). В 1849 году им была доказана теорема, выражающая расстояние между геоидом и сфероидом в данной точке в функции распределения аномалии силы тяжести на поверхности геоида вокруг данной точки. Тем самым было положено начало геодезической гравиметрии – истолкованию гравитационного поля с точки зрения геодезии и использованию данных гравитационных съемок при решении различных геодезических задач. Это направление использования гравиметрии впоследствии развивалось в связи с работами советских (Ф.Н. Красовский, М.С. Молоденский, И.Д. Жонголович и др.) и зарубежных (Ф. Венинг-Мейнес, В. Хейсканен и др.) ученых.

Возникшая в середине XIX века гипотеза изостазии имела своей непосредственной целью решение чисто геодезической задачи, а именно вычисление отклонений отвесной линии под действием масс, образующих рельеф земной поверхности. При решении этой задачи оказалось, что кроме указанных масс при вычислениях приходится принимать в

---

<sup>1</sup> Б.А.Андреев, И.Г.Клушин. *Геологическое истолкование гравитационных аномалий* (1962) с незначительными дополнениями автора.

расчет также действие глубинных масс, в некоторой мере компенсирующих действие рельефа. Оказалось, что некоторые геодезические задачи можно решать лишь на основе тех или иных гипотез о глубинном строении земной коры и его влиянии на гравитационное поле. Задача геодезического истолкования гравитационных аномалий неразрывно была связана с их геологическим истолкованием.

В конце XIX века при исследовании Московской аномалии силы тяжести русский геодезист и математик Ф.А. Слудский (1841-1897) сделал попытку, комбинируя гравиметрические и астрономо-геодезические данные, решить вопрос о глубине залегания масс, вызывающих эту аномалию. В самом начале XX века венгерский физик Р. Этвеш (1848-1919), изобретатель крутильных весов или гравитационного вариометра, проводит с этим прибором, а также с маятниками и магнитными приборами полевые измерения в Венгерской равнине и делает попытку геологического истолкования результатов этих работ.

Сразу после Великой Октябрьской социалистической революции (с 1919 года) начинается систематическое исследование геофизическими методами Курской магнитной аномалии (КМА) в связи с предположением о наличии в этом районе крупных месторождений железных руд. Гравитационный метод в виде вариометрической и маятниковой съемок применяется здесь с 1921 года (П.М. Никифоров, А.А. Михайлов). В 1923 году бурением были вскрыты железистые кварциты КМА, а дальнейшем была выяснена и структура железорудной толщи, что дало основу для геологического истолкования геофизических данных этого района. Основываясь на этих данных, О.Ю. Шмидт в 1926 году указал способ геологического истолкования гравитационных аномалий, получивший впоследствии развитие и широкое практическое применение при работах П.М. Никифорова и других исследователей в пределах КМА, в Кривом Роге и других железорудных районах.

Другой геологической задачей, в решении которой гравитационный метод с большим успехом был применен как в СССР, так и за границей еще в 20-х годах XX века, были поиски солянокупольных нефтеносных структур. Решение такой задачи для этого метода оказалось довольно простым, поскольку в большинстве районов солянокупольные структуры отмечались характерными и интенсивными гравитационными аномалиями, преимущественно отрицательного знака. Так было положено начало современного метода гравиметрической разведки.

## §1. СИЛА ТЯЖЕСТИ И УСКОРЕНИЕ СВОБОДНОГО ПАДЕНИЯ

Сила, с которой тело притягивается к Земле, называется силой тяжести. Сила тяжести в любой точке Земли является равнодействующей двух сил: силы притяжения всей массой Земли и центробежной силы, вызванной суточным вращением Земли вокруг своей оси. Притяжение Землей отдельных масс подчинено закону всемирного тяготения Ньютона. По закону Ньютона скалярное значение силы притяжения между двумя точечными массами  $m_1$  и  $m_2$ , находящимися на расстоянии  $r$  друг от друга, определяется равенством

$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2}, \quad (1.1)$$

где  $G$  – постоянная тяготения, равная  $6.67 \cdot 10^{-11} \text{ м}^3 \cdot \text{кг}^{-1} \cdot \text{с}^{-2}$ .

Сила притяжения – векторная величина, т. е. характеризуется не только численным значением, но и направлением в пространстве.

Если всю Землю представить в виде совокупности элементарных частей ее массы  $dm$ , то сила притяжения всей массой Земли единичной массы  $m_1 = 1$  будет выражаться как

$$F = \int_{\tau} \frac{dm}{\rho^2}, \quad (1.2)$$

где  $\rho$  – расстояние от притягиваемой единичной массы, расположенной в точке с координатами  $(x, y, z)$ , до элемента  $dm$  массы Земли в точке  $(\xi, \eta, \zeta)$ ;  $\tau$  – объем Земли. В этом случае величина  $F$  численно равна ускорению свободного падения.

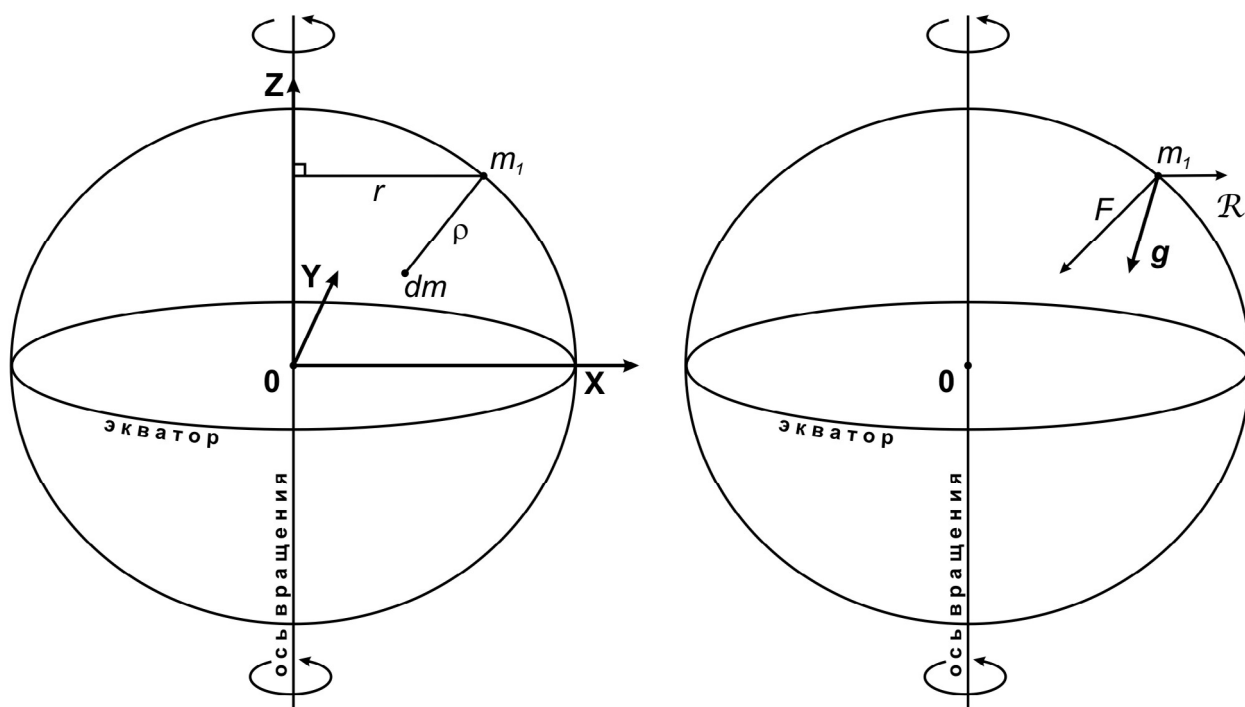


Рис. 1.1. Элементы схемы в принятой системе координат

Определимся с принятой в объяснении Декартовой системой координат. Оси  $OX$  и  $OY$  лежат в плоскости экватора, ось  $OZ$  направлена вдоль оси вращения Земли, как показано на рис. 1.1, а нулевая точка совмещена с центром приближающего Землю сфероид; тогда расстояние

$$\rho = \sqrt{(\xi - x)^2 + (\eta - y)^2 + (\zeta - z)^2}.$$

В математике принято правило: греческими буквами всегда обозначают координаты переменной точки, а латинскими – постоянной. Понятно, что

величина  $\rho$  не зависит от того, в каком порядке записываются координаты, но это обстоятельство приобретает большое значение при определении знаков вычисленных производных.

Функция  $V$ , частные производные по координатным осям которой равны проекциям силы притяжения  $F_x, F_y$  и  $F_z$ , называется потенциалом притяжения или потенциальной функцией притяжения

$$V = G \int_{\tau} \frac{dm}{\rho}. \quad (1.3)$$

Потенциал притяжения имеет ряд фундаментальных свойств:

- 1) потенциал  $V$  и его первые производные – однозначные, непрерывные и конечные функции координат притягиваемой точки всюду вне притягивающих масс;
- 2) потенциал  $V$  – регулярная функция, другими словами, при удалении точки притяжения в бесконечность потенциал стремится к нулю

$$\lim_{\rho \rightarrow \infty} V = 0;$$

- 3) при удалении от притягивающих масс  $M$  произведение  $\rho V$  стремится к пределу

$$\lim_{\rho \rightarrow \infty} \rho V = GM;$$

- 4) в каждой точке вне притягивающих масс потенциал удовлетворяет уравнению Лапласа

$$\Delta V = \frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = 0; \quad (1.4)$$

- 5) в каждой точке внутри притягивающих масс справедливо уравнение Пуассона

$$\Delta V = -4\pi G\sigma, \quad (1.5)$$

где  $\sigma$  – плотность распределения масс, окружающих точку. Очевидно, что формула (1.4) является частным случаем соотношения (1.5) при  $\sigma = 0$ .

Рассмотрим теперь центробежную силу. Центробежная сила  $\mathcal{R}$ , действующая на тело массой  $m_1$ , возникающая вследствие суточного вращения Земли вокруг своей оси, пропорциональна массе тела, расстоянию от оси вращения и квадрату угловой скорости  $\omega$  вращения:

$$\mathcal{R} = \omega^2 m_1 \sqrt{x^2 + y^2} = \omega^2 m_1 r, \quad (1.6)$$

где  $\omega = 2\pi/86164$  рад/с; 86164 – среднее число секунд, в течение которых Земля делает полный оборот вокруг своей оси.

Действие центробежной силы на единицу массы  $m_1 = 1$

$$\mathcal{R} = \omega^2 \sqrt{x^2 + y^2} = \omega^2 r. \quad (1.7)$$

Численно эта величина равна центробежному ускорению. Обратим внимание на то, что на оси вращения Земли (значит, и на ее полюсах) значение центробежной силы и центробежного ускорения равно нулю, и вдоль этого направления (вдоль оси  $OZ$ ) значение центробежного ускорения остается постоянным.

Функция  $U$ , частные производные которой по координатным осям равны проекциям центробежной силы, называется потенциалом центробежного ускорения и равна

$$U = \omega^2(x^2 + y^2)/2 = \omega^2 r/2. \quad (1.8)$$

Поскольку сила тяжести является равнодействующей силы притяжения и центробежной силы, полная величина ускорения свободного падения  $g$  должна быть скорректирована на величину центробежного ускорения в соответствии с выражением

$$g = \sqrt{g_x^2 + g_y^2 + g_z^2}, \quad (1.9)$$

где  $g_x = F_x + \mathcal{R}_x$ ,  $g_y = F_y + \mathcal{R}_y$ ,  $g_z = F_z$ .

Ускорение свободного падения в системе единиц СИ измеряется в  $\text{м} \cdot \text{с}^{-2}$ , но общепринятой единицей в гравиразведке является внесистемная единица Гал, заимствованная из системы единиц СГС и равная ускорению в  $1 \text{ см} \cdot \text{с}^{-2}$ . Поскольку измеряемые аномалии имеют весьма малую амплитуду, в практике гравиметрических работ наиболее часто употребляется величина «миллигал»,  $1/1000$  Гал.

В гравиразведке для краткости ускорение свободного падения называют силой тяжести. Среднее значение силы тяжести на поверхности Земли равно 979,700 Гал. Полное изменение силы тяжести от экватора к полюсу составляет около 5,2 Гал, за счет уплощения Земли с полюсов – 3,4 Гал. Значение силы тяжести на экваторе приблизительно составляет  $g_e = 978,0$  Гал, на полюсах –  $g_p = 983,2$  Гал. Относительное изменение ускорения свободного падения от полюса к экватору весьма незначительное и составляет  $(g_p - g_e)/g_e = 1/189$ .

Из двух составляющих силы тяжести действие силы притяжения во много раз превышает действие центробежной силы. Сила притяжения в основном определяет направление и величину силы тяжести. Центробежная сила на экваторе имеет максимальное значение около 3,4 Гал. Отношение максимального значения центробежной силы (на экваторе) к минимальному значению силы тяжести (на экваторе) равно  $1/288$ .

Сила тяжести в данной точке поверхности Земли не остается постоянной с течением времени. Изменения силы тяжести принято классифицировать на приливные и неприливные. Как те, так и другие можно, в свою очередь, подразделить на вековые, периодические и непериодические.

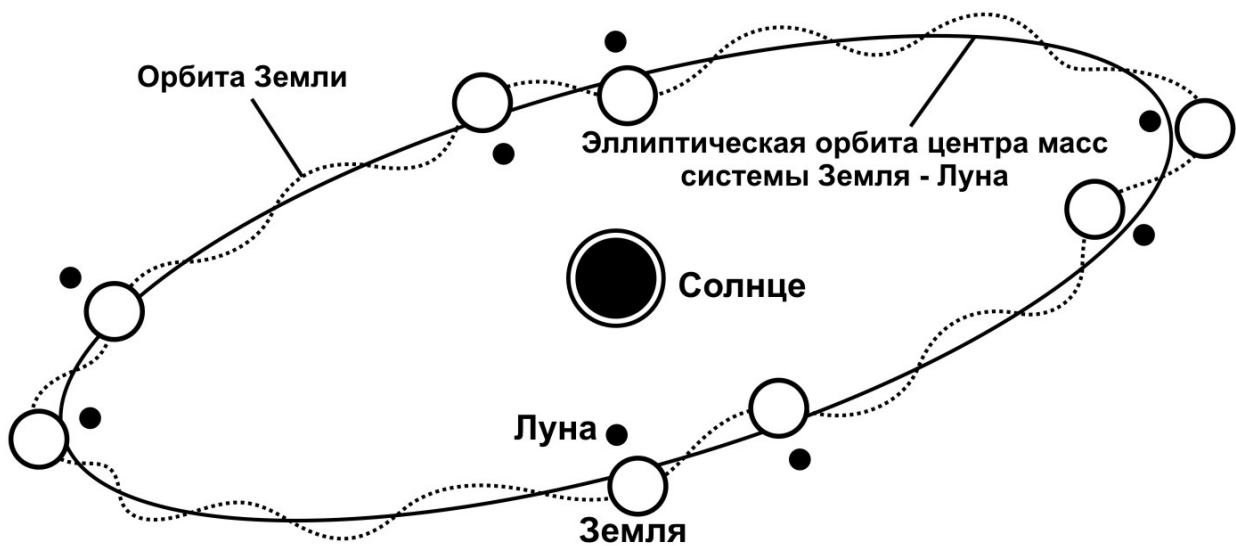


Рис. 1.2. Изменение взаимного положения Земли, Луны и Солнца

Приливные изменения вызваны изменением взаимного положения Земли и других небесных тел, главным образом Луны и Солнца (рис. 1.2). Они уверенно регистрируются современной гравиметрической аппаратурой.

Неприливные изменения силы тяжести вызваны перераспределением масс внутри Земли, связанным с происходящими в ее недрах геологическими процессами, изменением физических свойств Земли, в результате радиоактивного разогрева, фазовых превращений вещества, конвекции, периодических колебаний атмосферного давления, сезонного выпадения осадков, колебаний уровня грунтовых вод и др. Скачкообразные изменения силы тяжести отмечены при извержениях вулканов вследствие перемещения магматической массы. Длительные по времени изменения силы тяжести



наблюдались в районах крупных землетрясений по данным спутниковых наблюдений.

## §2. ПОТЕНЦИАЛ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

Потенциал силы тяжести  $W$  равен сумме потенциалов притяжения  $V$  и центробежного ускорения  $U$ :

$$W(x, y, z) = V(x, y, z) + U(x, y). \quad (1.10)$$

Если перейти к частным производным потенциала силы тяжести по координатам  $x, y, z$ , которые являются составляющими ускорения свободного падения, и выбрать произвольное направление  $s$ , вдоль которого будет перемещаться единичная масса, то можно перейти к следующему уравнению:

$$dW = g \cos(g, s) ds. \quad (1.11)$$

Формула (1.11) показывает, что приращение потенциала есть работа силы тяжести по перемещению массы в поле тяготения. Производная потенциала силы тяжести по любому направлению  $s$  равна составляющей силы тяжести по этому направлению.

Если принять направление  $s$  перпендикулярным направлению силы тяжести, то  $\cos(g, s) = 0$  и  $dW = 0$ . Следовательно

$$W = \text{const}. \quad (1.12)$$

Так как  $W$  – функция координат, то уравнение (1.12) представляет собой уравнение некоторой поверхности. В любой точке этой поверхности сила тяжести направлена по нормали к ней. Такая поверхность соответствует поверхности жидкости, находящейся в состоянии равновесия, и поэтому называется уровнем или эквипотенциальной поверхностью, т. е. поверхностью равного потенциала.

Если в уравнении (1.12) давать постоянной различные значения, то полученные уравнения будут соответствовать разным уровням поверхностям. При определенном значении постоянной уравнение (1.12) будет уравнением поверхности, совпадающей с уровнем невозмущенной воды в океанах. Эта поверхность, мысленно продолженная под континенты, называется поверхностью геоида, а фигура, ограниченная ею, – геоидом (рис. 1.3).



Рис. 1.3. Схема взаимного положения поверхности геоида, земного эллипсоида и физической поверхности Земли

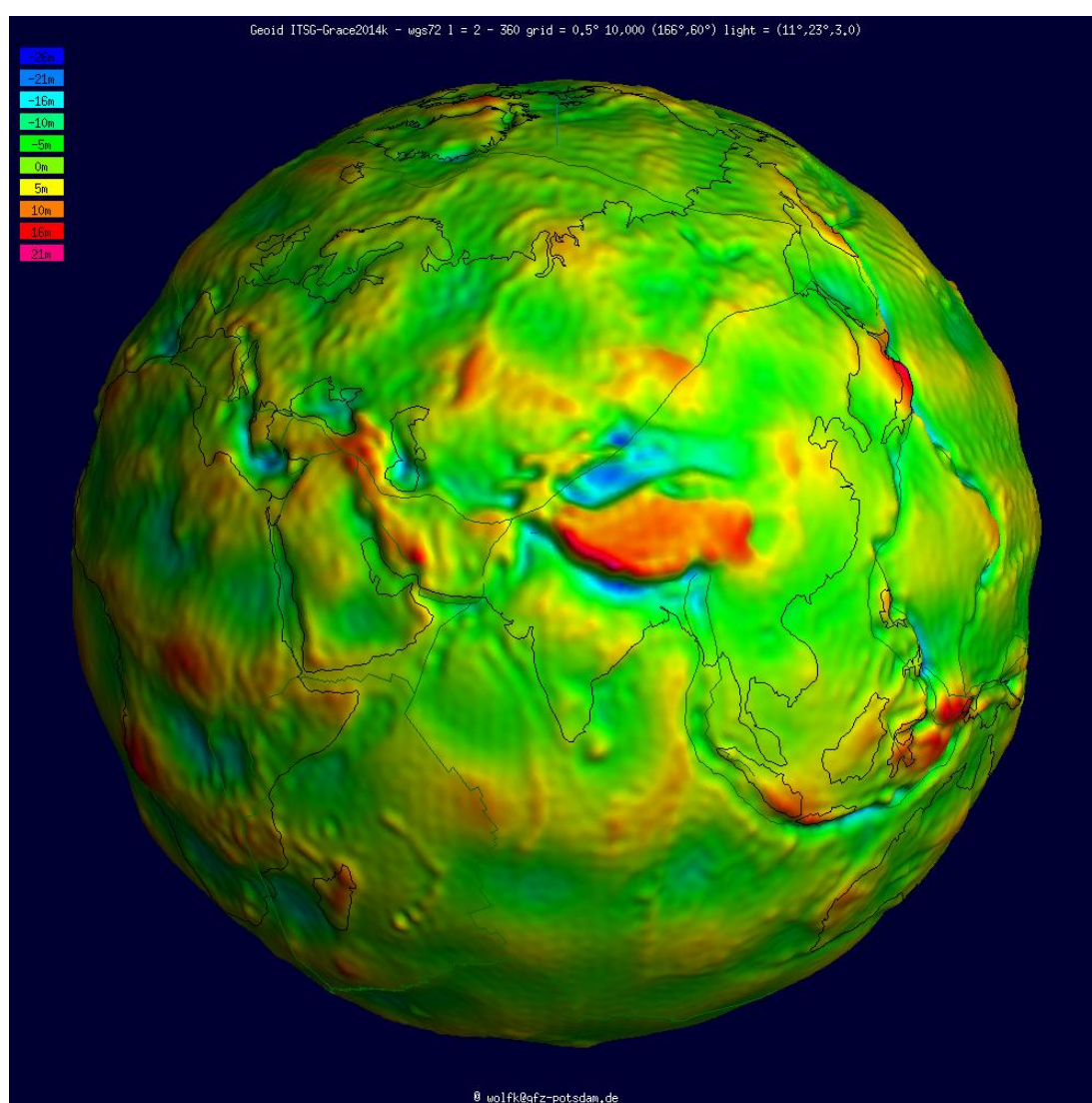


Рис. 1.4. Вариант модели аномалий геоида относительно эллипсоида WGS72<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Изображение с открытого интернет-ресурса Международного центра глобальных моделей Земли (ICGEM) в Потсдаме: <http://icgem.gfz-potsdam.de/ICGEM/>

Модели геоида постоянно обновляются с получением новых спутниковых и наземных данных. Примером цифровых моделей являются EGM96 и EGM08. При построении современных аномалий геоида учитываются данные спутниковой гравиметрии (миссия GRACE, NASA), спутниковой альтиметрии на акваториях, радарных интерферометрических съемок поверхности Земли, цифровые модели твердой поверхности материков и ледяных покровов. На рис. 1.4 показан вариант модели аномалий геоида, полученный с использованием спутниковых данных GRACE 2014 г. относительно земного эллипсоида WGS72.

### §3. НОРМАЛЬНОЕ И АНОМАЛЬНОЕ ЗНАЧЕНИЯ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

В любом методе геофизики геологическому истолкованию (интерпретации) подвергаются аномалии геофизических полей или, как их еще называют, аномальные поля. Аномалия в общем понимании – это отклонение от некоторого нормального поведения, а нормальное поведение задается стандартной моделью. Значит для того, чтобы привести данные гравиметрических наблюдений в пригодный для интерпретации вид, из них необходимо устранить влияние некоторой стандартной модели. Первой частью стандартной гравитационной модели является нормальное поле теоретической Земли, рассчитанное на ее поверхности.

Итак, нормальным значением  $\gamma_0$  силы тяжести называется значение силы тяжести, вычисленное на уровне поверхности теоретической Земли. Выбирая в качестве уровня поверхности различные модели эллипсоидов, можно получить различные формулы расчета значений нормального поля. Для двухосного эллипсоида, учитывающего сжатие Земли только с полюсов и имеющего экватор в виде окружности постоянного радиуса, выражение (формула Клеро) для  $\gamma_0$  с точностью до малых третьего порядка относительно сжатия Земли имеет вид

$$\gamma_0 = g_e(1 + \beta \sin^2 \varphi - \beta_1 \sin^2 2\varphi). \quad (1.13)$$

Данное значение выражает закон распределения нормального значения силы тяжести на уровнях поверхностях эллипсоидов, однородно заполненных массами, вне которых нет масс. Другими словами, значение нормального поля при описании Земли двухосным эллипсоидом равно гравитационному притяжению этого эллипсоида, заполненного массами с однородной плотностью, при условии, что другие источники силы тяжести отсутствуют. Величины  $\beta$  и  $\beta_1$  могут быть вычислены по параметрам принятого

эллипсоида. Тогда для вычисления  $\gamma_0$  необходимо знать лишь среднее значение силы тяжести  $g_e$  на экваторе, которое определяется на основании гравиметрических наблюдений.

Если значения всех коэффициентов в (1.13) определяют по гравиметрическим данным, то в правую часть уравнения подставляют координаты широты  $\varphi$  точек наблюдений, а в левую – значения силы тяжести  $g$ , найденные в результате наблюдений и редуцированные к уровенной поверхности (уровню моря). Полученную систему уравнений решают по методу наименьших квадратов.

Имеется большое многообразие формул нормального распределения силы тяжести, рассчитанных для различных эллипсоидов относимости. В табл. (1.1) приведены примеры некоторых из них. Наиболее широкое применение получили формулы Гельмерта (1901–1909 гг.) и Кассиниса (1930 г.). Последняя была принята за международную до 1967 г. Формула Гельмерта была принята за стандартную на территории СССР, а теперь – на территории России.

Объясняется это тем, что она рассчитана для эллипсоида со сжатием 1:298,2, почти равным сжатию эллипсоида Красовского (1:298,3), принятого для всех геодезических работ в Советском Союзе. Сила тяжести в формулах Гельмерта и Кассиниса указана в Потсдамской системе, поэтому в рассчитанные по этим формулам значения  $\gamma_0$  вводят поправку (–14,0) мГал.

В программном пакете Oasis Montaj (Geosoft inc., Канада) по умолчанию пользователю на выбор предлагается три формулы вычисления нормального значения силы тяжести, которые чаще всего используются зарубежными геофизиками. Одна из них – формула Кассиниса, представленная в таблице (1.1), остальные даны ниже. Формула 1967 г.:

$$\gamma_0 = 978031(1 + 0,005278895 \sin^2 \varphi - 0,000023462 \sin^2 2\varphi), \quad (1.14)$$

и формула 1980 г.:

$$\gamma_0 = 978032,7(1 + 0,0053024 \sin^2 \varphi - 0,0000058 \sin^2 2\varphi). \quad (1.15)$$

Аномалией силы тяжести называется разность наблюдаемого и нормального значений силы тяжести в пункте измерения

$$\Delta g_a = g_0 - \gamma_0, \quad (1.16)$$

а также аномалией называют разность (1.16) дополненную вводом различных поправок.

Таблица 1.1

**Формулы нормального распределения силы тяжести для двухосных эллипсоидов относимости<sup>1</sup>**

Год	Автор	Нормальное значение силы тяжести	Число использованных наблюдений силы тяжести	Приведение к уровню моря
1901-1909	Гельмерт	$\gamma_0 = 978030(1 + 0,005302 \sin^2 \varphi - 0,000007 \sin^2 2\varphi),$ $\alpha = 1/298,2$	1603	Поправка за высоту
1917	Боун	$\gamma_0 = 978039(1 + 0,005294 \sin^2 \varphi - 0,000007 \sin^2 2\varphi),$	348	Изостатическая поправка по Пратту
1930	Кассинис	$\gamma_0 = 978049(1 + 0,0052884 \sin^2 \varphi - 0,0000059 \sin^2 2\varphi),$ $\alpha = 1/297,0$	—	—
1952	Жонголович	$\gamma_0 = 978057,3(1 + 0,0052837 \sin^2 \varphi - 0,0000059 \sin^2 2\varphi),$ $\alpha = 1/296,6$	26 000	Поправка за высоту
1957	Гейсканен	$\gamma_0 = 978049,7(1 + 0,0052902 \sin^2 \varphi - 0,0000059 \sin^2 2\varphi),$ $\alpha = 1/297,2$	—	—
1960	Грушинский	$\gamma_0 = 978053,1(1 + 0,0052883 \sin^2 \varphi - 0,0000059 \sin^2 2\varphi),$ $\alpha = 1/297,0$	—	—
1967	Международная, принята 14-й Генеральной ассамблеей геодезии и геофизики	$\gamma_0 = 978031,8(1 + 0,0053024 \sin^2 \varphi - 0,0000059 \sin^2 2\varphi),$ $\alpha = 1/298,249$	—	—

<sup>1</sup> Гравиразведка: справочник геофизика. М., 1990

Значения нормального поля  $\gamma_0$  относятся к поверхности эллипсоида, но не к точке наблюдений, которая в реальности отстоит от эллипсоида на некоторое расстояние (высота точки над эллипсоидом). По мнению одних исследователей, дальнейший ввод поправок за высоту и промежуточный слой позволяют приводить наблюдаемые значения к уровню эллипсоида; другие считают, что в результате ввода поправок уровень эллипсоида подтягивается до точки наблюдений. Оба этих объяснения лишь запутывают ситуацию, не принося ясности в изложение. Как будет показано во второй части учебного пособия, физический смысл поправок в гравиразведке можно объяснить гораздо проще.

Пока же остановимся на том, что поправка за высоту точки наблюдений корректирует нормальное значение силы тяжести, исправляя то недоразумение, что это значение рассчитано на поверхности эллипсоида, а не в точке измерений. По сути, это некоторое влияние того же самого эллипсоида, однородно заполненного массами, которое не было учтено вычислением нормального поля на поверхности эллипсоида. Поправка за высоту вводится по той причине, что рассчитать влияние приближающего Землю эллипсоида непосредственно на произвольной поверхности измерений над ним строго аналитически невозможно.

#### ПРИМЕЧАНИЕ АВТОРА

Нормальное значение силы тяжести относится к уровенному эллипсоиду. Наблюдаемое значение силы тяжести относится к высоте точки наблюдений над уровнем моря, т. е. ее высота определяется относительно поверхности геоида, а не над уровнем эллипсоида. Между поверхностями геоида и эллипсоида существует расхождение в высотах. Введение в наблюдаемые значения поправки за высоту с использованием высот гравиметрических пунктов относительно уровня моря (геоида) оставляет в аномалии неучтенную разницу вследствие расхождений между поверхностями геоида и эллипсоида. Эта неучтенная составляющая называется косвенным эффектом. Аномалии, вычисленные таким образом, называются смешанными.

Расхождения между геоидом и эллипсоидом для различных моделей могут достигать 100 м, но в среднем не превышают 50 м. Косвенный эффект достаточно велик, но с изменением широты и долготы точки наблюдений меняется весьма плавно. Его влияние необходимо учитывать при интерпретации гравиметрических съемок на площадях с размерами стороны в несколько десятков километров. Используя модели геоида, можно привести наблюдаемые и нормальные значения к одной уровенной поверхности. Подробно стандарты редуцирования гравиметрических данных изложены во второй части пособия.

При введении только поправки за высоту аномалию называют аномалией в свободном воздухе. Если аномалия в свободном воздухе корректируется поправкой за влияние рельефа, то такая аномалия называется аномалией Фая

(по имени французского астронома Э. Фая). Если дополнительно вводится поправка Буге (по имени французского математика П. Буге), состоящая из поправок за промежуточный слой и влияние рельефа местности, то и аномалия называется аномалией Буге или аномалией силы тяжести в редукции Буге. Если вводится поправка за изостазия – изостатической аномалией. Более подробно все поправки и редукции будут рассмотрены во второй части учебного пособия. Значения аномалий силы тяжести на поверхности Земли в равнинных областях в большинстве случаев не превышают десятков миллигал. Но в отдельных местах, в горах, на островах аномалии силы тяжести достигают нескольких сотен миллигал. Аномалия силы тяжести в свободном воздухе на Гвинейских островах в Мауна-Кеа достигает 699 мГал, у Антильских островов – (–338) мГал.

Поскольку каждая из величин  $g_0$  и  $\gamma_0$  в равенстве (1.14) включает почти одно и то же значение центробежной силы (различия пренебрежительно малы), то аномалия  $\Delta g_a$ , определяемая этим равенством, представляет собой аномалию притяжения. Причинами, обуславливающими аномалии  $\Delta g_a$ , являются плотностные неоднородности распределения вещества в недрах Земли. Использование аномалий силы тяжести в редукции Фая позволяет решать геодезические задачи, а в редукции Буге – геологические задачи, делать выводы о строении недр, осуществлять поиски и разведку полезных ископаемых.

#### §4. ВТОРЫЕ ПРОИЗВОДНЫЕ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОТЕНЦИАЛА

В практике гравиметрических исследований помимо силы тяжести, которая представляет собой первую вертикальную производную гравитационного потенциала, измеряются или вычисляются, а затем используются при интерпретации и другие его производные.

Из шести вторых производных гравитационного потенциала непосредственным измерениям могут быть подвергнуты лишь  $W_{xz}$ ,  $W_{yz}$  и  $W_{xy}$ . Другие производные второго, а также третьего порядка могут быть вычислены по измеренным аномалиям силы тяжести или указанных выше вторых производных.

Вторые производные измеряют гравитационным вариометром и градиентометром. Гравитационный вариометр позволяет определить все

указанные выше производные, включая разность  $W_{\Delta} = W_{yy} - W_{xx}$ , градиентометр – лишь  $W_{xz}$  и  $W_{yz}$ .

Единицей измерения вторых производных служит  $1 \cdot 10^{-9} \text{ с}^{-2}$ , называемая этвешем (Е) – по имени изобретателя вариометрического метода венгерского физика Р. Этвеша (1849–1919).

Измеренные значения вторых производных являются их абсолютными значениями в точке наблюдений, принимаемой за начало прямоугольной системы координат. При этом ось  $OZ$  направлена по отвесу вниз, т. е. совпадает с внутренней нормалью к уровенной поверхности, проходящей через точку наблюдения; оси  $OX$  и  $OY$  располагаются в плоскости, касательной к уровенной поверхности.

Вторые производные  $W_{xz}$ ,  $W_{yz}$  и  $W_{zz}$  являются градиентами силы тяжести по соответствующим координатным осям. Они характеризуют скорость изменения составляющих силы тяжести вдоль соответствующих осей на единицу расстояния, т. е. насколько быстро аномалия силы тяжести убывает (растет) при перемещении точки измерений в данном направлении. Часто в геофизических отчетах при обозначении этих величин встречаются более простые для понимания внесистемные единицы мГал/км или мГал/м. Производные  $W_{xz}$ ,  $W_{yz}$  называют горизонтальными градиентами силы тяжести, а  $W_{zz}$  – вертикальным градиентом.

Геометрическая сумма векторов горизонтальных градиентов  $W_{xz}$  и  $W_{yz}$  называется полным горизонтальным градиентом силы тяжести и часто обозначается как  $W_{sz}$ , поскольку вектор этой величины направлен в произвольном направлении  $s$  относительно координатных осей  $OX$  и  $OY$ .

Вторая производная  $W_{xy}$  и разность  $W_{\Delta}$  определяют форму уровенной поверхности, поэтому иногда называются кривизнами. В практике поисково-разведочных работ кривизны используются редко.

Существует формальная связь между производными гравитационного потенциала. Так, для точки притяжения, расположенной вне притягивающих масс, имеет место зависимость, основанная на уравнении Лапласа (1.4), а для точки внутри притягивающих масс – на уравнении Пуассона (1.5). Функции, удовлетворяющие уравнениям (1.4) и (1.5), носят название гармонических. Более подробно свойства гармонических функций будут рассмотрены в третьей части учебного пособия.



Вторые производные гравитационного потенциала не являются независимыми друг от друга и могут быть выражены одни через другие. Принципиально всякий элемент гравитационного поля или любая производная гравитационного потенциала могут быть вычислены, если известно непрерывное распределение какого-либо другого элемента поля на бесконечной плоскости или на сфере, окружающей притягивающие массы. Теоретически любые производные силы тяжести, не измеряемые приборами, могут быть вычислены. На практике, когда значения силы тяжести измеряются в дискретных точках пространства на ограниченных площадях, производные могут быть вычислены с определенной погрешностью, что, впрочем, не мешает использовать их при интерпретации.

## §5. СВЯЗЬ МЕЖДУ ГРАВИТАЦИОННЫМ И МАГНИТНЫМ ПОТЕНЦИАЛАМИ

Помимо связей, установленных между производными гравитационного потенциала, необходимо отметить его связь с магнитным потенциалом. Если объект, создающий одновременно гравитационное и магнитное поля, заполнен веществом с однородной плотностью и намагниченностью, и то связь между его магнитным потенциалом и потенциалом притяжения определяется формулой Пуассона:

$$U = \frac{J}{G\sigma} \frac{\partial V}{\partial l}, \quad (1.15)$$

где  $U$  – магнитный потенциал;  $V$  – потенциал притяжения;  $\sigma$  – плотность распределения масс;  $J$  – интенсивность намагничивания;  $l$  – направление намагничивания.

Составляющие напряженности магнитного поля  $X, Y$  и  $Z$  равны производным магнитного потенциала по соответствующим координатным осям;  $H$  компонента магнитного поля определяется геометрической суммой векторов  $X$  и  $Y$ . Поскольку на практике анализу подвергаются гравитационные аномалии, то от потенциала притяжения  $V$  можно перейти к потенциалу силы тяжести  $W$  и его производным (только для аномального поля).

В случае вертикального намагничивания ( $J_x = J_y = 0, J = J_z$ ) для аномальных полей:

$$H = \frac{J}{G\sigma} W_{sz}, \quad (1.16)$$

$$Z = \frac{J}{G\sigma} W_{zz}. \quad (1.17)$$

Связь между гравитационным и магнитным потенциалами, а также между их производными используется при совместной интерпретации данных гравиметрической и магнитной съемок. Поскольку магнитное поле согласно (1.15) представляет собой производную от гравитационного, его аномалии имеют принципиально иную форму по отношению к аномалиям гравитационного поля. Анализ аномалий силы тяжести и вертикальной составляющей магнитного поля для однородно намагниченного горизонтального цилиндра, заполненного массами с постоянной плотностью, позволяет увидеть различия (см. рис. 1.5).

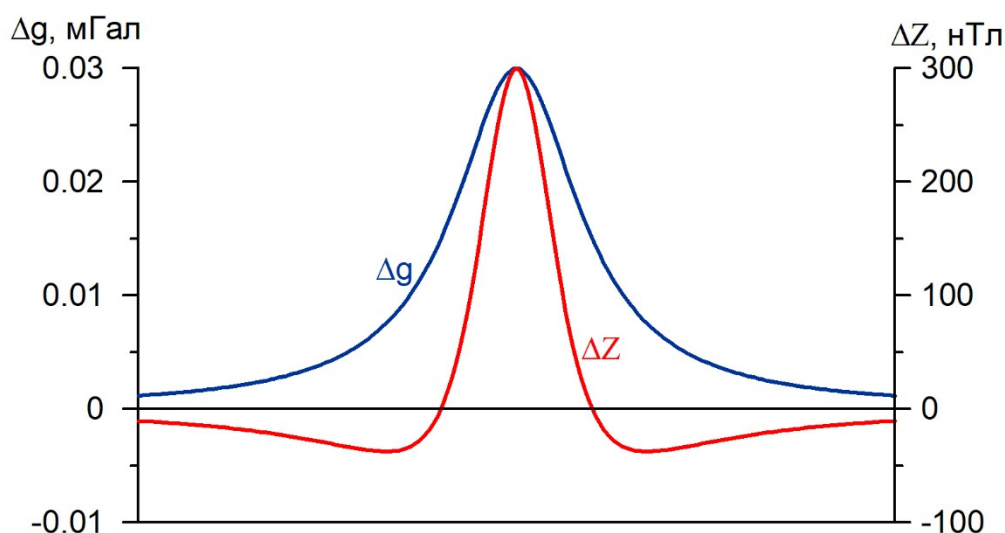


Рис. 1.5. Аномалии вертикальной компоненты магнитного поля  $\Delta Z$  и силы тяжести  $\Delta g$  от горизонтального цилиндра с однородной намагниченностью и плотностью

С целью совместного анализа гравитационных и магнитных аномалий применяют псевдогравитационное или псевдомагнитное преобразования, основанные на взаимосвязях (1.15) – (1.17). Очевидно, что такие преобразования выполняются с большой долей условности, поскольку они справедливы лишь для отдельных тел, весьма идеализированно наделенных однородной намагниченностью и плотностью. Коэффициент  $k = \frac{J}{G\sigma}$  в формулах (1.15) – (1.17) при преобразовании подбирается эмпирически.

Несмотря на условность процедуры псевдогравитационного и псевдомагнитного преобразований для реальных аномалий силы тяжести и магнитного поля, их результаты оказываются весьма полезными при интерпретации, и польза с лихвой окупает присущие им недостатки.

Примером может служить устранение влияния магнитных базальтов, слагающих верхние 2–3 км разреза плато Путорана в Восточной Сибири. Пересчет аномалий магнитного поля в аномалии псевдогравитационного поля с последующим вычитанием из аномалий силы тяжести позволяет в значительной степени очистить гравиметрические аномалии от влияния базальтов и исследовать особенности глубинного строения территории.

Другим примером служит устранение влияния кристаллического фундамента в платформенных областях с немагнитным осадочным чехлом, где именно породы фундамента генерируют 95–98% энергии магнитного поля. Аналогичные процедуры позволяют подчеркнуть аномалии силы тяжести, обусловленные геологическими телами внутри осадочного чехла.

## ГЛАВА 2. ПРЕДМЕТ ИССЛЕДОВАНИЯ ГРАВИРАЗВЕДКИ

Геологической предпосылкой для применения метода гравirazведки является неравномерное распределение массы вещества внутри нашей планеты, т. е. неодинаковые плотности вещества в разных объемах земных недр. В инструкции по гравirazведке 1980 г. приводится следующее определение: физической основой метода является различие плотностей пород, рудных и нерудных полезных ископаемых; в случае решения инженерно-технических задач – различие плотностей объектов, созданных в результате деятельности человека, и вмещающей их геологической среды.

Гравirazведка в первую очередь является картировочным методом, позволяющим проследить размещение неоднородностей в проекции на горизонтальную плоскость, иначе говоря, в плане. Способности метода гравirazведки к зондированию среды весьма ограничены в сравнении с методами геофизики, специально предназначенными для решения задач послойного изучения геологического разреза и разделения вертикально эшелонированных неоднородностей, такими как сейсморазведка или электроразведка в модификации зондирований.

Следует понимать, что методы картирования и зондирования призваны решать различные геологические и инженерно-геологические задачи. В случае наземной гравirazведки при достаточном объеме априорной информации можно оценить глубину залегания возмущающего объекта (центра тяжести или верхней кромки), его форму в проекции на земную поверхность, сделать выводы о его плотности и, менее уверенно – о его форме в вертикальном сечении. При неглубоком залегании и больших размерах объекта исследований гравirazведка позволяет изучить неоднородности его внутреннего строения в плане при достаточном плотностном контрасте отдельных частей.

Разрешающая способность гравirazведки, как и у любого другого метода геофизики, уменьшается с увеличением глубины залегания возмущающих тел. Это отнюдь не означает, что гравirazведка является методом изучения только приповерхностных неоднородностей. Разрешающая способность метода говорит о возможности обнаружения с его помощью объекта определенной аномальной плотности относительно вмещающих пород, с определенными размерами и глубиной залегания. В первую очередь она определяется

физикой, лежащей в основе метода, затем ограничениями измерительной аппаратуры и реальных условий проведения работ.

Понятие разрешающей способности также подразумевает возможность разделения аномалий от объектов разного размера, аномальной плотности и залегающих на определенном расстоянии друг от друга по вертикали или по горизонтали или, другими словами, возможность выделения аномалий от искомых объектов в суммарном поле. Если говорить о принципиальной возможности разделения аномалий, то ее пределы также определяются физическими основами метода, и никакими «особыми» или «уникальными» способами обработки геофизических данных эти пределы не могут быть увеличены, кроме как привлечением дополнительной априорной информации об искомом объекте из других источников.

Эффективность применения гравirazведки определяется физико-геологическими условиями, точностью и детальностью гравиметрических наблюдений, изученностью района исследований геофизическими и другими геофизическими методами, их правильным комплексированием. Необходимо понимать, что эпоха монометодных исследований (в рамках одного геофизического метода) уже осталась в прошлом. Сложность современных задач требует грамотного комплексирования нескольких методов.

Благоприятными физико-геологическими условиями для применения гравirazведки являются:

- 1) наличие разности плотностей изучаемых тел и вмещающих пород или контактирующих сред, способной создать аномалию силы тяжести с амплитудой, которую возможно зафиксировать измерительной аппаратурой;
- 2) отсутствие вблизи изучаемых тел других объектов, гравитационное влияние которых является помехой и маскирует целевую аномалию;
- 3) достаточно большие размеры тел и небольшая глубина их залегания, простая форма.

Гравirazведка применяется на различных этапах геологоразведочных работ, а также для инженерно-геологических изысканий. Основным принципом является соблюдение стадийности исследований, когда исследования меньшего масштаба на больших площадях предваряют детальные работы. Различные масштабы съемки дают принципиально разную информацию о геологическом строении территории.

Региональная гравirazведка применяется для решения следующих основных геологических задач:

- 1) тектоническое и литолого-петрографическое районирование крупных регионов при геологическом картировании и составлении прогнозных и металлогенических карт; объектами исследований могут быть складчатые области, кристаллические щиты и массивы, поднятия фундамента, депрессии, области накопления мощных толщ осадочных отложений, платформы, глубинные разломы земной коры;
- 2) картирование крупных геологических структур (в пределах структурных элементов I и II порядков) с целью выделения участков для проведения более детальных работ геологическими и геофизическими методами.

При региональных работах выполняются площадные исследования в масштабах 1 : 1 000 000, 1 : 200 000 и 1 : 100 000, а также профильные работы.

При решении перечисленных задач предпочтительно, а иногда и необходимо применение гравirazведки в комплексе с магниторазведкой, сейсморазведкой, сейсмологическими исследованиями и некоторыми модификациями электроразведки, с гамма-спектрометрией, литогеохимической съемкой и т.п.

Детальная гравirazведка применяется для решения поисковых (масштабы съемки 1 : 50 000, 1 : 25 000) или разведочных (масштабы съемки 1 : 10 000 и крупнее) геологических задач:

- 1) изучение тектонического строения отдельных нефтегазоносных территорий для последующего производства работ другими геологическими или геофизическими методами;
- 2) изучение тектонического строения и геолого-геофизическое картирование кристаллического фундамента для выявления участков, перспективных на черные, цветные и редкие металлы, в комплексе с магниторазведкой; достоверность интерпретации результатов гравиметрических и магнитных съемок в этом случае может быть повышена путем изучения рельефа поверхности кристаллического фундамента другими геофизическими и геологическими методами;
- 3) прослеживание крупных залежей полезных ископаемых или пород, вмещающих и контролирующих залежи полезных ископаемых;

- 4) выявление локальных структурных форм, благоприятных для скопления полезных ископаемых и непосредственно залежей полезных ископаемых (нефти, газа, руды, угля и т.п.), трассирование разрывных нарушений;
- 5) определение формы, размеров, элементов залегания исследуемых объектов, их литолого-петрографическое расчленение и т.п.

Микрогравиразведка, в которую входит и инженерная гравиразведка, применяется для изучения малых глубин (от первых десятков до 200 м) при сверхкрупных масштабах исследований. Область ее применения – изучение экзотехносферы, приповерхностного слоя земной коры, часто измененного вмешательством человека. Круг решаемых задач достаточно широк: от картирования последствий карстово-суффозионных процессов (зон разуплотнения пород, пещер и полостей) до изучения плотностных характеристик пород и грунтов в зоне жилой и промышленной застройки, а также решения археологических задач.

Гравиметрический мониторинг находится вне масштабов исследований, но чаще всего выполняется на небольших территориях для изучения изменений силы тяжести во времени. Мониторинг предъявляет повышенные требования к точности измерений и учету различного рода искажающих факторов, способных оказать влияние на показания гравиметра. Его основной задачей является контроль за изменением состояния геологической среды, будь то перемещение магмы в недрах Земли в окрестности извергающегося вулкана или растворение и вынос вещества в результате развития карстово-суффозионных процессов на территории городской агломерации, а может быть техногенное вмешательство человека в естественное состояние породного массива. Успешно применяется гравиметрический мониторинг при решении задач промысловой геофизики на месторождениях углеводородов, в том числе для оценки положения водонефтяного контакта, изучения путей перемещения водных масс, закачиваемых в продуктивных пластах с целью поддержания пластового давления.

Существуют различные модификации гравиметрического метода, которые будут подробно рассмотрены в четвертой части учебного пособия.

Очевидно, что во всех вышеперечисленных случаях максимальный эффект от применения гравиразведки, как, впрочем, и любого другого метода геофизики, достигается только на основе ее грамотного комплексирования с другими геологическими и геофизическими методами.

## §1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О СТРОЕНИИ И ПЛОТНОСТНОЙ МОДЕЛИ ЗЕМЛИ

Внутренние области Земли недоступны для прямого изучения. Первые полезные модели распределения физических свойств внутри Земли были построены после того, как удалось с хорошей точностью оценить значения размеров, массы и момента инерции Земли (фактически после работ Г. Кавендиша, 1798 г.). Попытки согласовать низкую плотность подавляющего числа геологических образований, встречаемых на поверхности с высокой средней плотностью Земли ( $5,517 \text{ г/см}^3$ ) и момента инерции вращающейся планеты, заметно меньшего, чем тот, который получается для модели сферической Земли однородной плотности, привели к необходимости допущения плотного ядра в ее недрах. Со временем делались попытки построить модели с непрерывным изменением плотности с глубиной, а также модели, состоящие из ядра однородной плотности, окруженного менее плотной оболочкой. При этом, со ссылкой на вулканические извержения, доминировала точка зрения, что большая часть недр находится в расплавленном состоянии.

В то время существовал предел, до которого могло быть изучено внутреннее строение Земли, и только сейсмология привела к дальнейшему прогрессу. В ходе построения моделей планеты К.Е. Булленом еще в 1942 г. были введены обозначения А, В, С, D, Е, F, G для семи концентрических слоев Земли, которые с некоторыми изменениями продолжают использоваться в настоящее время. В основном (но не исключительно) границы между слоями вводятся там, где имеются достаточно резкие изменения скоростей упругих (продольных и поперечных) волн или их градиентов.

Представления о модели Земли в общих чертах сводятся к следующему: Земля – сфероид, состоящий из массивной оболочки толщиной  $\approx 2900 \text{ км}$  со средним сжатием около  $1/300$ . Эта оболочка покрыта гидросферой (водным слоем), реагирующей как на приливное воздействие Луны и Солнца, так и на перераспределение масс в земных недрах. Под оболочкой находится вязкая жидкость, в центре которой располагается твердый сфероид (внутреннее ядро) радиусом  $\approx 1200 \text{ км}$ , имеющий плотность  $12,4 \text{ г/см}^3$ ; его сжатие меньше, чем сжатие внешней оболочки. Вся эта система слоев вращается с частотой суточного вращения Земли. Более детально внутреннее строение Земли показано на рис. 2.1, а некоторые (усредненные) физические характеристики земных оболочек приведены в табл. 2.1.



### Слоистая модель Земли

Зона и ее название		Диапазон глубин, км	Плотность, г/см <sup>3</sup>
A	Кора	0–33	2,8
B	Верхняя мантия	33–410	3,6
C		410–1000	4,2
D	Нижняя мантия	1000–2900	5,1
E	Внешнее ядро	2900–4980	10,9
F		4980–5120	12,0
G	Внутреннее ядро	5120–6370	12,4

Слоистую модель Земли не следует воспринимать буквально. В различных районах глубины до основных границ раздела и значения скоростей упругих волн в указанных оболочках варьируют в достаточно широких пределах. Более того, для многих областей Земли в интервале глубин от 100 до 400 км по современным данным выделяется зона пониженных скоростей сейсмических волн (ЗПС). В современной геотектонике для верхней части Земли, включающей верхи мантии и земную кору над ЗПС, используется термин «литосфера», что означает «относительно прочная и жесткая оболочка».

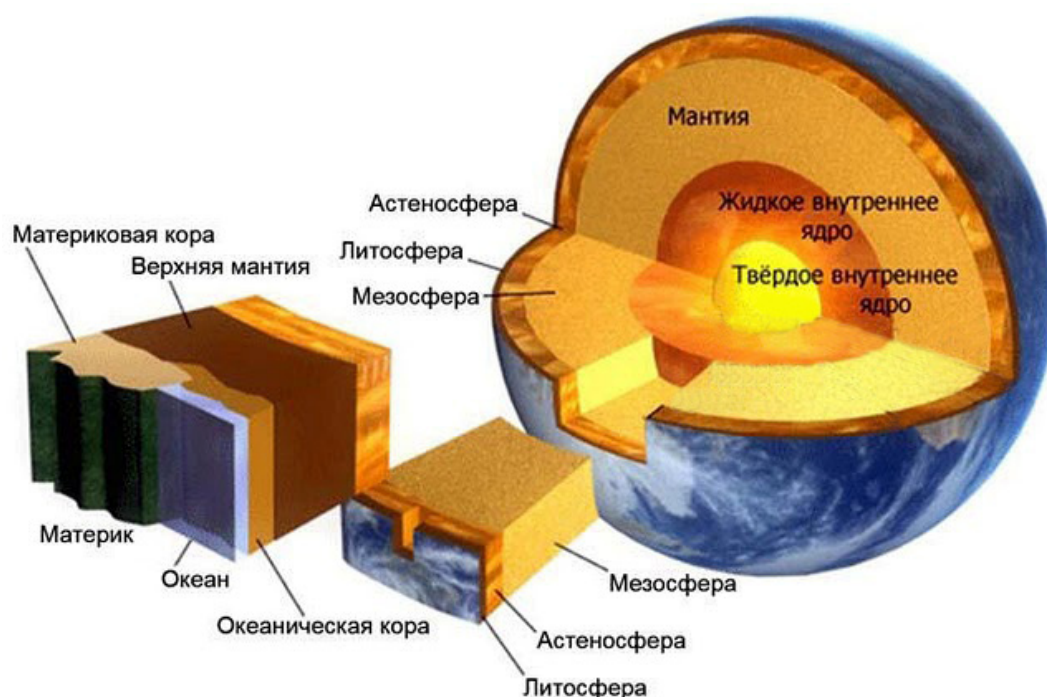


Рис. 2.1. Слоистая модель Земли<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Изображение с открытого интернет-ресурса

Зону пониженных скоростей обычно связывают с зоной частичного плавления вещества Земли и в современной геотектонике отождествляют с астеносферой – относительно мягким, полупластичным слоем, который служит «конвейерной лентой» для литосферных плит. Зона пониженных скоростей отчетливо проявляет себя в результатах магнитотеллурического зондирования, поскольку является проводящим слоем.

А. Мохоровичич в 1909 г. получил в Хорватии данные, свидетельствовавшие о резком возрастании скорости продольных волн под границей, которую он поместил на глубину 54 км от поверхности Земли. В множестве работ, сделанных другими авторами, было показано, что такое увеличение скорости имеет место в масштабах всей Земли, и эту границу стали называть границей Мохоровичича. В районах древних континентальных щитов эта граница обычно удалена от поверхности на 35–40 км, в некоторых горных областях ее глубина достигает 70 км, и она может находиться лишь на глубине 5 км ниже дна глубоких океанов. Часть Земли, расположенная выше границы Мохоровичича, принято называть земной корой.

В разрезе континентальной земной коры присутствуют три основных слоя: самый глубокий и самый плотный – базальтовый, средний по глубине залегания и плотности – гранитный, верхний, самый тонкий и наименее плотный – осадочный чехол (рис. 2.4). Граница между гранитным и базальтовым слоем называется границей Конрада. Морская кора тоньше континентальной и имеет два слоя: базальтовый и осадочный; гранитный слой отсутствует.

Рис. 2.2 иллюстрирует самую простую модель земной коры. В современных представлениях для платформ принимается шестислойная модель строения литосферы: осадочный слой, «гранитный» слой, «диоритовый» слой, «базитовый» слой, переходный слой и верхняя мантия. Эти слои установлены по сейсмогеологическим данным. Граница Мохо является подошвой переходного слоя.

Другое представление литосферы оперирует понятиями верхней, средней и нижней коры, переходным слоем и верхней мантией.

Разработана глобальная цифровая модель Crust 1.0 с детализацией на сетке 1×1 градус, отражающая многослойную структуру земной коры для всех регионов земного шара.



Рис. 2.2. Строение земной коры

## §2. НЕОДНОРОДНОСТИ В ТЕЛЕ ЗЕМЛИ

Как упомянуто выше, внутреннее строение Земли в реальности отличается от достаточно однородной слоистой модели. В рамках каждой оболочки распределение вещества неравномерно и, как следствие, неравномерно распределение физических параметров, в первую очередь плотности.

Главным планетарным процессом, определившим развитие Земли в целом, служил процесс гравитационной дифференциации вещества. Последующие геологические процессы, протекающие в недрах Земли, привели к неоднородному распределению вещества в пределах земной коры и мантии.

Изучению строения Земли в целом, а также ее наиболее глубоких оболочек посвящена область науки, называемая «Физика Земли». В поисковой и разведочной геофизике, где основными задачами являются поиски и разведка полезных ископаемых, первоочередным объектом исследования становятся земная кора, ее верхние части: кристаллический фундамент и осадочный чехол.

Неоднородное распределение вещества внутри земной коры приводит к образованию аномалий распределения физических параметров, где под

нормой считается однородное распределение вещества и параметра внутри каждой оболочки или слоя. Аномалии распределения физических параметров являются причиной аномалий физических полей Земли.

Упрощая модели неоднородностей до примитива, их можно типизировать следующим образом: плавные, практически непрерывные в пространстве изменения свойств среды, и скачкообразные контрасты, возникающие на резкостных геологических границах (согласно классификации Ю.А. Косыгина). Резкостные границы обычно определяются достаточно четко. Проведение геологической границы при плавном (неконтрастном) изменении физических свойств среды является весьма трудной задачей; эти границы являются весьма условными.

Геологические границы представляют собой поверхности, разделяющие части геологического пространства – геологические тела, обладающие геологической структурой, т. е. взаимным расположением составляющих его элементов. Геологические тела, имеющие повышенную или пониженную плотность относительно вмещающих пород, представляют собой плотностные неоднородности, и при определенной глубине залегания уверенно картируются по аномалиям силы тяжести.

Неоднородное распределение минералов и горных пород в земной коре, приводит к скоплению минерального вещества и образованию залежей полезных ископаемых в отдельных ее частях. При самых благоприятных обстоятельствах залежь имеет плотность существенно более высокую или низкую, чем плотность вмещающих пород, и создает интенсивную аномалию силы тяжести. В этом случае гравirazведка выступает методом прямых поисков данного типа месторождений. В других случаях залежь имеет плотностные характеристики близкие к характеристикам вмещающих пород и не создает значимой аномалии, либо аномалия не может быть обнаружена в силу того, что глубина залегания залежи достаточно велика. В этом случае гравirazведка будет эффективной в роли поискового метода, если размещение месторождения контролируется рядом неоднородностей геологической среды, которые имеют прямое отображение в гравитационных аномалиях, например, разломов, представляющих собой зоны проникновения флюидов, и интрузий.

Неоднородности в пределах одного геологического тела (например, крупного массива) также являются предметом изучения, поскольку контролируют различные содержания минералов в отдельных его частях.

Говоря о том, что причиной аномалии силы тяжести стал структурный фактор, имеют в виду, что аномалия вызвана изменением плотности на геологической границе с геометрией, отличной от горизонтальной плоскости. Плотностной фактор, т. е. плотностная неоднородность некоторого геологического объема рассматривается в совокупности с геометрией присутствующих в нем геологических границ.

В соответствии с тектоникой плит литосфера подразделена на ограниченное число тектонически обособленных плит – семь крупных и несколько малых. Основанием для их выделения и проведения границ между ними послужило размещение очагов землетрясений. Внутренние части плит практически не сейсмичны. Основное выделение сейсмической энергии происходит на границах между плитами.

Существует три рода взаимодействий между плитами: спрединг – раздвижение плит, субдукция – подвиг океанической плиты под континентальную и коллизия – столкновение двух континентальных плит с некоторым подвигом одной под другую.

В региональном плане гравиразведка играет важную роль в определении границ платформ и складчатых областей. В детальном плане ее задачей являются поиски месторождений минерального сырья в пограничных областях и в пределах складчатых поясов и платформ.

### **§3. КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ ФУНДАМЕНТ**

Кристаллическим фундаментом называется часть земной коры в пределах платформы, верхней поверхностью которой является подошва осадочного чехла. Нижняя граница фундамента обычно не рассматривается, но фактически ею является граница Мохоровичича (подошва базальтового слоя), разделяющая кору и верхнюю мантию. Кристаллический фундамент является одним из основных аномалообразующих факторов. Своим влиянием он маскирует аномальные эффекты от плотностных неоднородностей в базальтовом слое и верхней мантии, на его фоне наблюдаются аномалии силы тяжести, обусловленные плотностными неоднородностями осадочной толщи.

Основные принципы изучения по аномалиям силы тяжести строения кристаллического фундамента сформулировал А.Д. Архангельский в 30-х гг. XX столетия. Исследуя распределения аномалий на территориях Европейской части России, Урала и Западной Сибири, полученных по редкой маятниковой

съемке А.Д. Архангельский показал, что аномалии силы тяжести регионального и местного значения обусловлены строением земной коры в верхних 10–15 км ее толщи. Важнейшими аномалообразующими факторами являются внутренняя структура и рельеф кристаллического фундамента, а уже затем строение осадочной толщи.

Фундамент представляет собой систему разновозрастных образований. Начальные ядра фундамента разделяются зонами с геосинклинальным режимом. После окончания этого режима образовавшиеся складчатые сооружения консолидировались с ядрами, и сформировалось основание для накопления осадочных толщ. Дальнейшее развитие консолидированной структуры характеризовалось дроблением на блоки и чередованием смещений этих блоков в разное время на разные высоты.

Изучая фундамент с позиций разведочной геофизики, преследуют решение двух основных задач:

1. Первая – целенаправленные поиски месторождений полезных ископаемых в породах фундамента. В настоящий момент подтверждено наличие залежей углеводородов в рассланцованных и трещиноватых породах фундамента в ряде областей; часто залежи имеют промышленное значение, достаточно рентабельны для освоения, и согласно экономическим показателям переведены в разряд месторождений; отдельные месторождения уже эксплуатируются.
2. Вторая – изучение строения фундамента и его отдельных элементов, как совокупности глубинных факторов, во многом контролирующих размещение месторождений в пределах осадочного чехла, поскольку фундамент являлся основанием для последующего накопления осадочных отложений; многие крупные и средние структуры осадочного чехла в пределах платформ наследуют черты (естественно, более сглажено) структурных элементов фундамента, на которых они формировались.

В фундаменте древних платформ преобладают архейские образования, за ними следуют раннепротерозойские, подчиненно – среднепротерозойские, а верхнепротерозойские участвуют в строении фундамента лишь двух древних платформ – Южно-Американской и Африканской. Породы фундамента, как правило, глубоко метаморфизованы (амфиболитовая и гранулитовая фации метаморфизма); главную роль среди них играют гнейсы и кристаллические

сланцы, широко распространены граниты. Поэтому такой фундамент называют гранитогнейсовым или просто кристаллическим.

На молодых платформах (например, на Западно-Сибирской плите) между фундаментом из магматических и метаморфических пород и осадочными отложениями залегает промежуточная толща, представленная терригенными и вулканогенными породами. Здесь фундамент имеет двухъярусное строение.

Проблему изучения фундамента можно свести к трем крупным задачам:

- 1) тектоническое районирование, т. е. разграничение платформенных и геосинклинальных областей, а затем в порядке дальнейшей детализации выделение в пределах платформ древних массивов и складчатых зон, существовавших до консолидации фундамента; в пределах геосинклиналей – зон с различной литологией пород;
- 2) изучение структурного плана, т. е. подразделение фундамента на блоки, трассирование разрывных нарушений и определение границ блоков, определение смещений по высоте и глубине от земной поверхности;
- 3) изучение плотностных неоднородностей внутри фундамента.

#### **§4. ОБЛАСТИ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ**

Разломная неоднородность земной коры замечена давно. Еще в начале XX в. У. Хоббс, развивая идеи Э. Зюсса, выдвинул представление о «сейсмотектонических линиях» и «линеаментах». В последующие годы контролирующая роль крупных разломов в отношении седиментации, магматизма и складчато-разрывных деформаций раскрывалась со все большей полнотой. В 40-х гг. на большом региональном материале родилась широко известная в нашей стране концепция «глубинных разломов». В дальнейшем она переросла в учение о глубинных разломах, которое несколько десятилетий успешно использовалось в геолого-геофизических и поисково-разведочных работах.

Разломные зоны всегда рассматривались как наиболее ослабленные и проницаемые для магматического вещества и флюидов участки земной коры. Именно разломы и, особенно глубинные, корово-мантийные разломные зоны во многом контролируют поступление вещества из недр Земли к поверхности и его скопление в породах фундамента и осадочного чехла, формируя, таким образом, предпосылки для образования промышленных залежей ископаемого сырья.

Однажды заложенный в структуру земной коры разлом в дальнейшем проявляет себя как ослабленная зона, которая используется в любой геологической обстановке, если появляются напряжения «подходящей» ориентировки (О'Сулливан и др., 1998). После каждой тектонической перестройки может произойти либо новообразование секущего разлома, либо разрывное смещение по существующей ослабленной зоне нужного направления.

В континентальной коре такие долгоживущие разломы превращаются в широкую разломную зону, где сосредоточены складчато-разрывные нарушения и тектониты, магматизм, метаморфизм, специфические приразломные осадочные формации. Это магмо- и рудоконтролирующие структуры, специализация которых на разных этапах может существенно различаться согласно изменениям геодинамической обстановки. В других случаях зона разлома залечивается метаморфизмом и гранитообразованием. Согласно глубинной (неорганической) гипотезе нафтогенеза, компоненты углеводородного сырья, присутствующие в верхней мантии, в результате дегазации недр и вертикальной миграции поднимаются по зонам глубинных разломов, заполняют порово-трещинное пространство в породах-коллекторах фундамента и осадочного чехла, формируя значительные залежи нефти и газа.

С точки зрения поисково-разведочных задач, особенно при поисках рудных месторождений, наибольший интерес представляют зоны пересечения нескольких крупных разломов, являющиеся наиболее ослабленными и проницаемыми для флюидов.

Гравиразведка, как картировочный метод, является первоочередной при решении задачи трассирования разломов и картирования разломных зон. В аномалиях силы тяжести различного масштаба разломы проявляют себя как линейно вытянутые морфологические элементы гравитационного поля: градиентные зоны, гравитационные ступени, цепочки локальных экстремумов небольшого размера, а также как области прерывания аномалии (разделения ее на две и более частей).

Определение по гравиметрическим данным глубины заложения разлома, не выходящего на поверхность, – задача весьма неоднозначная. Наиболее часто для ее решения используется модель вертикального уступа, глубина верхней кромки которого среди наклонных уступов имеет смысл предельной (рис. 2.3).



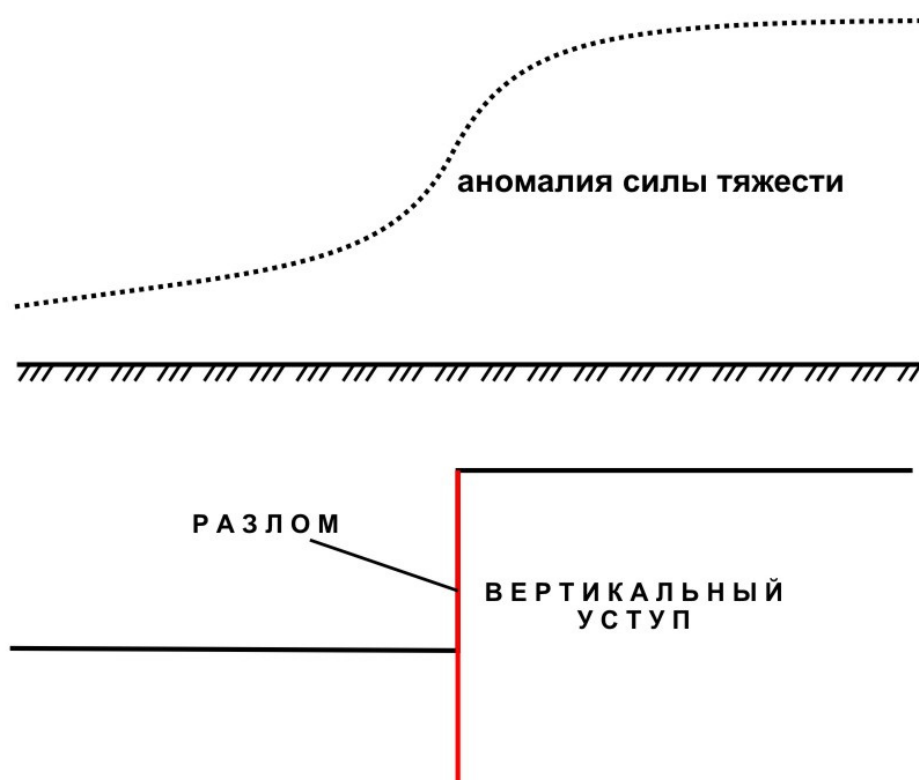


Рис. 2.3. Модель вертикального уступа

#### ПРИМЕЧАНИЕ АВТОРА

Хотя на картах разломы изображают в виде линий, не следует забывать, что в реальности они представляют собой не просто линейные резкостные границы раздела сред, а объемные структуры, имеющие неоднородное внутреннее строение. Ширина отдельных разломов может достигать нескольких километров, разломных зон – нескольких десятков километров. Линия на карте или разрезе всего лишь определяет с той или иной точностью положение оси разлома в заданном масштабе рассмотрения.

## §5. ОСАДОЧНЫЙ ЧЕХОЛ ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

В отдельных частях платформ, а также в пограничных областях мощность осадочных отложений может достигать десяти и более километров. На территории одних платформ осадочный чехол преимущественно представлен породами карбонатного и терригенного состава, образовавшимися в условиях мелководного моря. На других платформах осадочный чехол формировался в условиях постоянной вулканической деятельности и в большой степени сформирован эффузивами.

Подавляющее большинство месторождений полезных ископаемых, особенно нефти и газа, обнаружено и эксплуатируется при условии их нахождения в осадочном чехле. Этому способствует большая доступность

месторождений чехла по сравнению с залежами фундамента. Термин «месторождение» в первую очередь экономический, а не геологический и подразумевает под собой скопление минерального сырья, которое рентабельно обрабатывать при существующей экономической ситуации.

По мере выработки месторождений осадочного чехла возникает постепенный (в долгосрочной перспективе) дефицит легкодоступных для освоения полезных ископаемых, который вынуждает повышать глубинность исследований, заходить в поисках скоплений сырья в глубоко залегающие толщи осадочного чехла и пород фундамента.

Осадочный чехол платформенных областей может быть достаточно выдержанным, иметь протяженные геологические границы, если его формирование происходило в относительно спокойных условиях; а может быть крайне неоднородным из-за активизации тектонических процессов, магматической и вулканической деятельности.

Основной задачей гравirazведки при изучении осадочных толщ являются прогнозирование и обнаружение месторождений полезных ископаемых, на стадии детальных работ – также доразведка флангов ранее обнаруженных и эксплуатируемых месторождений.

Поскольку основными аномалообразующими факторами в гравirazведке являются плотность и геометрия границ, при рассмотрении месторождений любого типа с позиций эффективности применения гравirazведки прежде всего необходимо остановиться на этих двух параметрах. Месторождения осадочного чехла весьма разнообразны и по форме залежей, и по вещественному составу, и по иным геологическим условиям залегания, определяющим контраст плотностей залежи и вмещающих пород. Рассмотрение различных типов месторождений твердого минерального сырья и углеводородов занимает значительное место в геологической литературе. В рамках учебного пособия данный раздел ограничен лишь общими сведениями.

Отдельным типам месторождений соответствуют отдельные типы структур осадочного чехла. Например, при поисках месторождений углеводородов в слоистых толщах осадков большое внимание уделяется ловушкам антиклинального типа (складчатым структурам и структурам обтекания), соляным куполам и рифогенным образованиям, с которыми часто связаны большие по объемам скопления углеводородов. Особенно контрастными являются аномалии отрицательного знака, вызванные соляными

структурами: куполами, валами. Аномалии от антиклинальных структур и рифов большого размера в благоприятных условиях проявляются максимумами силы тяжести достаточной амплитуды для того, чтобы быть зафиксированы современной аппаратурой.

Антиклинальные складчатые структуры с пологим залеганием могут быть слабо проявлены в аномальном поле. В случае нормального увеличения плотности слоистой толщи с глубиной антиклинальная структура проявляется аномалией силы тяжести положительного знака, ширина которой в плане больше размеров самой структуры (рис. 2.4, а). Однако очень часто осадочная толща сложена переслаиванием терригенных и карбонатных пород различной плотности (чередование пониженных и повышенных значений). В таком случае аномалия от всей структуры в целом может оказаться меньших горизонтальных размеров, чем сама структура, и иметь в краевых частях отрицательные аномалии сопровождения. Этот эффект был обнаружен В.М.Новоселицким и получил название «автолокализация» (рис. 2.4, б). Иногда влияние разуплотнения над залежью или переслаивания пород в осадочной толще настолько велико, что над антиклинальной структурой наблюдается отрицательная аномалия силы тяжести, а не положительная. Это затрудняет геофизические поиски антиклинальных ловушек при скудном количестве априорной геологической информации, поскольку по одним только данным гравиразведки невозможно судить о разрезе, оперируя рамками слоистой модели среды.

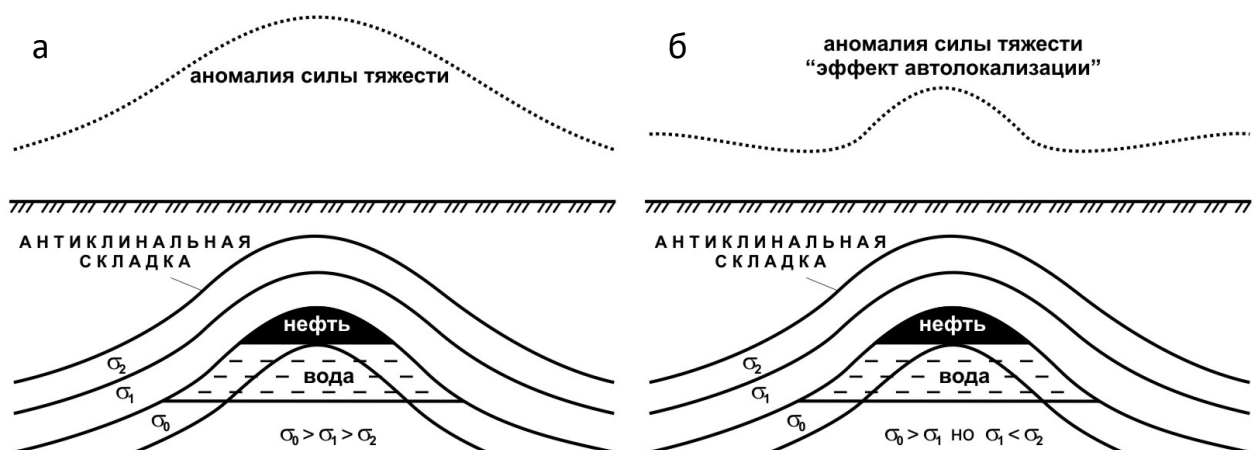


Рис. 2.4. Аномалии силы тяжести над антиклинальными структурами: а – при нормальном увеличении плотности с глубиной; б – при переслаивании пород повышенной и пониженной плотности

Аномалии от рифогенных построек контрастно проявляются в том случае, когда эта постройка имеет достаточно большие горизонтальные размеры и высоту и перекрыта терригенными отложениями, имеющими меньшую плотность (рис. 2.5, а). Ископаемые рифы, залегающие в карбонатных породах, практически не обнаруживают себя в аномальном гравитационном поле, даже если имеют значительную амплитуду.

Очевидно, как картировочный метод гравirazведка весьма ограничена в плане расчленения геологического разреза. С определенной степенью достоверности по гравиметрическим данным можно определять геометрию и глубину залегания интенсивной гравиактивной границы при условии, что ее влияние является преобладающим, а разрез – достаточно простым. Для определения глубины залегания ловушек углеводородов структурного типа, рифогенных построек, соляных куполов необходимо комплексирование гравиметрических данных с данными сейсморазведки, с учетом материалов бурения.

Месторождения твердых полезных ископаемых характеризуются еще большим разнообразием форм. Это и пластовые залежи водорастворимых руд (калийных и каменных солей) и угля, интрузивные тела различной формы от пластовых интрузий до даек и штоков, внедрившиеся в результате магматизма в толщу осадочных пород, линзовидные тела. Для пластовых залежей солей характерна сильная кривизна кровли соляного зеркала – подземного эрозионного среза свода соляного массива, границы, где разновозрастные отложения солей контактируют с вышележащей надсоляной толщей пород. В силу пластичности пород развиваются формы соляной тектоники: валы, купола, прогибы и т.д. Эти структурные элементы хорошо картируются по интенсивным аномалиям силы тяжести. Так как соли часто имеют пониженную плотность относительно вышележащих пород, то положительным структурным формам соответствуют минимумы гравитационного поля, а отрицательным – максимумы (рис. 2.5, б).

Антиклинальные складки, ископаемые рифы и структуры облекания соляных куполов не являются единственными типами ловушек углеводородов. Скопления этого вещества могут формироваться в виде неструктурных ловушек литолого-стратиграфического и тектонического типов, например, в линзах терригенных пород, могут образовывать пластовые залежи, ограниченные тектоническими нарушениями и зонами фациального замещения, сложные по

форме скопления в погребенных речных долинах, в различных частях взбросов, надвигов и т.д. (рис. 2.6).

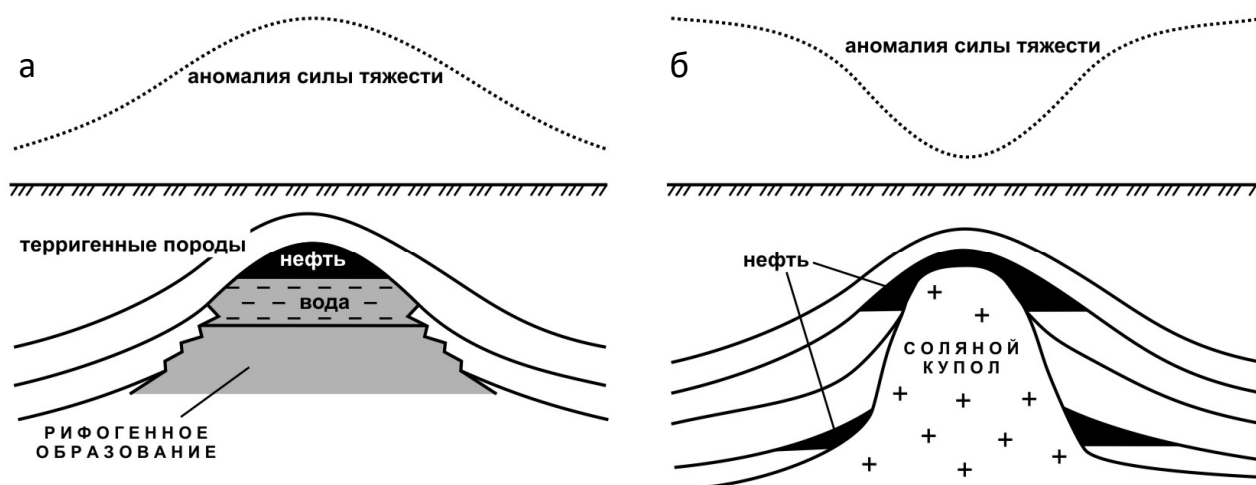


Рис. 2.5. Аномалии силы тяжести над рифогенной постройкой и соляным куполом: а – над рифогенной постройкой, перекрытой терригенными породами меньшей плотности; б – над соляным куполом, перекрытым породами большей плотности

В районах со сложной тектонической обстановкой форма ловушек также является сложной. Тектонические нарушения разбивают залежь на части, что существенно осложняет аномалии геофизических полей над ней, поиски и разведку таких ловушек по аномальным полям. Эффективность гравиразведки в сложных условиях определяется благоприятной для данного метода общей геологической ситуацией, контрастом плотностей самой залежи и вмещающих ее пород, низким влиянием геологических неоднородностей, удачно выбранной поисковой моделью.

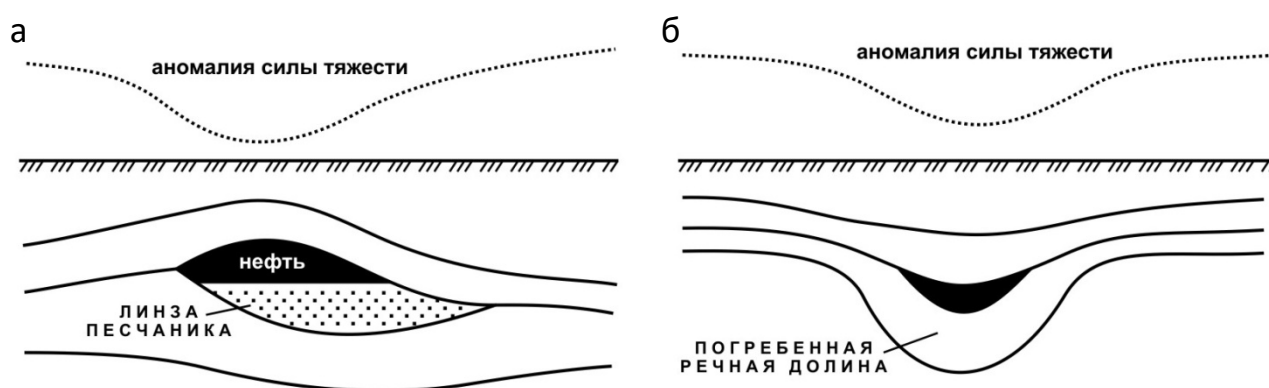


Рис. 2.6. Аномалии силы тяжести над ловушками нефти литолого-стратиграфического типа: а – над линзой песчаника, залегающей в более плотных породах; б – над погребенной речной долиной

Осадочный чехол платформенных областей, подвергавшихся активным тектоническим и вулканическим процессам, сложенный эффузивными породами, разбитый разрывными нарушениями и пронизанный вдоль и поперек интрузиями («разбитая тарелка»), представляет собой намного более сложную структуру, чем чехол, формировавшийся в спокойных условиях мелководного моря. Но именно в этих сложных геологических условиях часто располагаются ценные залежи рудных полезных ископаемых.

Распределения физических свойств в таких геологических обстановках имеют большую дифференцированность и контрастность, как и аномалии соответствующих им геофизических полей. С одной стороны, более контрастное проявление геологических тел, с которыми связаны залежи полезных ископаемых, создает аномалии большей амплитуды, уверенно регистрируемые современной аппаратурой. С другой – в таких сложных геологических условиях возрастает влияние геологических помех – соседних объектов; соответственно большую роль играет вторая составляющая эффективности применения метода – необходимо иметь возможность не только достоверно зафиксировать аномалию, но и обнаружить ее, выделить из суммарного поля, извлечь из под влияния соседних тел.

В обнаружении аномалий от слабоконтрастных по плотности тел или от контрастных тел, залегающих в сложной геологической обстановке, большую роль играют рельеф земной поверхности и распределение плотностей в верхней части разреза, наиболее близкостелегающей к точке измерений, расположенной буквально под ногами гравirazведчика-оператора и, соответственно, вносящей наиболее значительный вклад в фиксируемую аномалию. Наиболее благоприятным фактором является выдержанное квазиоднородное строение осадочных толщ верхней части разреза (промежуточного слоя) при практически плоском рельефе местности на изучаемой территории, что представляет собой достаточно редкое явление.

Поскольку большая часть эксплуатируемых месторождений находится в осадочном чехле, одной из задач гравirazведки является контроль за состоянием геологической среды на стадии разработки месторождения. Мониторинговые задачи активно решаются путем применения гравirazведки на месторождениях углеводородов. В частности, к ним относятся контроль за уровнем водонефтяного или газоводяного контакта, контроль динамики подземных вод при заводнении залежи с помощью нагнетательных скважин.

На месторождениях водорастворимых руд гравиразведка включена в комплекс работ по мониторингу состояния вышележащей защитной толщи пород.

## **§6. ЭКЗОТЕХНОСФЕРА**

Экзотехносферой обычно называют самую верхнюю часть континентальной геологической среды по разным оценкам вплоть до глубин 100–200 м. Верхняя часть разреза наиболее подвержена воздействию различных экзогенных процессов (выветриванию, промерзанию, действию подземных вод и др.), а в пределах территорий, освоенных человеком, антропогенный фактор многократно увеличивает нагрузку на нее. Возникают искусственные изменения физических свойств среды, характеризующиеся резкими контрастами, появляются новые объекты различной формы, влияющие друг на друга, на состояние самой среды, в пределах которой они находятся, на распределение аномалий геофизических полей.

Изучая экзотехносферу, человек преследует несколько задач, далеко не полный перечень которых приводится ниже:

- 1) оценка пригодности массива для безопасного освоения, решения инженерно-технических задач, например, для строительства зданий и сооружений, проведения инженерных коммуникаций в пределах жилых и промышленных зон агломераций;
- 2) оценка последствий техногенного вмешательства с позиций контроля за безопасностью уже созданных объектов (зданий, сооружений, рудников и пр.), также с позиций экологического контроля за состоянием среды;
- 3) выполнение археологических изысканий;
- 4) поиски и разведка месторождений полезных ископаемых в приповерхностной части разреза, например, подземных пресных и минерализованных вод, строительного и медицинского сырья (песок, гравий, известняк, гипс и пр.), битума;
- 5) оценка природных процессов при контроле за безопасностью освоения территории, например, развития карста и суффозии в условиях городской и промышленной застройки.

Микрогравиразведка как метод малоглубинной геофизики только начинает свое развитие. С появлением точной гравиметрической аппаратуры, гарантирующей микрогальную чувствительность измерительной системы,

появились возможности для изучения относительно небольших объектов, контрастных по плотности и залегающих в экзотехносфере.

При изучении карстовых процессов и обнаружении подземных полостей гравиразведка является основным методом ввиду резкого контраста плотностей полости и вмещающих пород. Любые разуплотнения пород в результате воздействия природных или техногенных факторов, возникающие по причине увеличения пористости и трещиноватости пород, представляют собой проблему при освоении территории, эксплуатации массива горных пород и грунтов. Как картировочный метод гравиразведка применяется для быстрого обнаружения таких зон (при условии, что они генерируют аномалии силы тяжести, которые можно достоверно зафиксировать) и контроля динамики их развития.



### ГЛАВА 3. ИЗОСТАЗИЯ

Изостазия (изостатическое равновесие) – гидростатическое равновесие земной коры, при котором менее плотная земная кора «плавает» в более плотном и пластичном субстрате подстилающего ее слоя – астеносферы. Предположение об изостазии возникло в связи со стремлением объяснить несоответствия между принятой на тот момент гипотезой, что горы имеют значительную массу (а значит и сила тяжести над ними должна быть больше, чем над равнинными участками земной коры), и данными гравиметрических наблюдений, которые показывали, что в районах с разным рельефом аномальные значения силы тяжести близки, а над горами даже зачастую наблюдаются отрицательные аномалии. Прийти к выводу, что горы «ничего не весят», мешает реальность, значит, необходимо было ввести в гипотезу о геологическом строении Земли некоторые корректировки, соотнести их с действительностью. Первоначально появилась гипотеза о том, что под горами существуют большие пространства пустот, но позднее, на основе фактов исследователи пришли к мысли об изостатическом равновесии земной коры и появлению гипотезы изостазии, которая стала элементом геодинамики.

Различные варианты изостатических гипотез предлагают разные трактовки распределения масс в земной коре. На основании этих гипотез наблюдаемые данные гравиметрических измерений корректируют за изостазию, внося соответствующие поправки.

#### Гипотеза Пратта

В основе гипотезы использовано предположение о том, что в теле Земли на глубине  $T$  от уровня моря имеется поверхность  $S$ , во всех точках которой давление действует с одинаковой силой, а ниже ее плотность постоянна (рис. 3.1). Эта поверхность компенсации  $S$  принимается за границы твердой земной коры. Так как равные массы дают равные давления, то массы элементарных столбиков коры (показаны на рисунке серым цветом), взятые в горной стране и в океанической, впадине должны быть равны. Согласно этому утверждению, объемная плотность столбиков горных областей должна быть меньше плотности столбиков в равнинных областях и впадинах.

Основное условие изостазии записывается для суши в виде

$$\sigma(T + H) = \text{const} \quad (3.1)$$

и для моря

$$\sigma(T - h) + 1,03h = \text{const}, \quad (3.2)$$

где  $\sigma$  – плотность земной коры, г/см<sup>3</sup>;  $T$  – глубина поверхности компенсации;  $H$  – высота блока над уровнем моря;  $h$  – глубина моря; 1,03 – плотность морской воды.



Рис. 3.1. Схема изостазии согласно гипотезе Пратта

С физической точки зрения гипотеза Пратта несколько схематична, однако при отсутствии сведений о строении земной коры и ее плотностных неоднородностях она позволила разработать удобный вычислительный аппарат.

Д. Хейфорд для учета изостатических поправок дал необходимые формулы, составил таблицы и разработал методику вычислений. Вследствие этого рассматриваемую гипотезу часто называют гипотезой Пратта-Хейфорда.

### Гипотеза Эри

Гипотеза основана на предположении, что плотность земной коры во всем ее объеме примерно одинакова, что кору подстилает вязкий субстрат, на котором она «плавает». Вследствие этого участки суши, возвышающиеся над уровнем моря, гидростатически уравниваются выступами или «корнями» на нижней поверхности земной коры (рис. 3.2). Нижняя поверхность коры может быть построена по рельефу суши и морского дна.

За нормальную толщину земной коры принимается ее толщина на участке с нулевой высотой над уровнем моря. Тогда по сопоставлению плотности коры и

субстрата можно определить, во сколько раз объем выступа или «корня» больше той возвышенности континента, которую он гидростатически уравнивает. Основное уравнение изостазии по Эри записывается в виде

$$\sigma_0 H = \sigma h, \quad (\text{III. 3})$$

где  $\sigma_0$  – плотность земной коры;  $\sigma$  – плотность магмы;  $H$  – мощность коры в данном блоке;  $h$  – глубина погружения блока в магму.

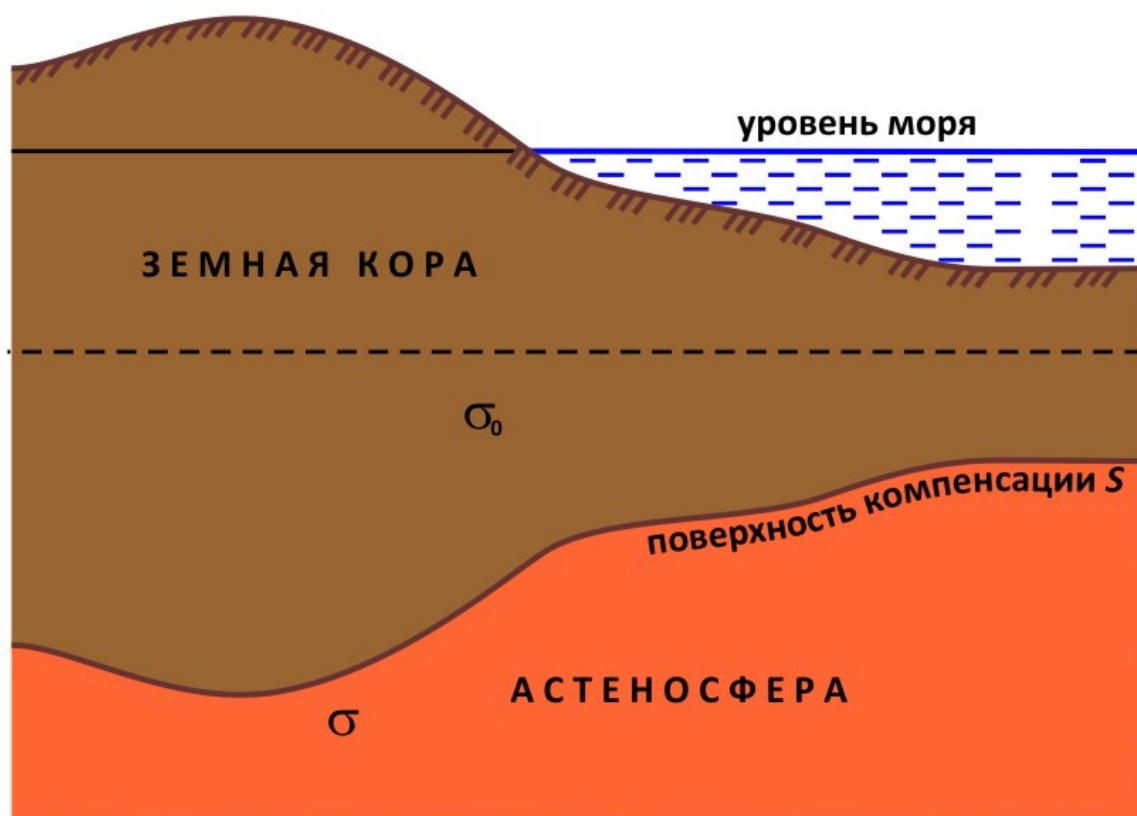


Рис. 3.2. Схема изостазии согласно гипотезе Эри

Для теории изостазии, построенной на гипотезе Эри, также имеются таблицы для вычисления поправок. Сопоставление двух гипотез показывает, что гипотеза Пратта проще в математическом отношении, но гипотеза Эри более реальна с физической точки зрения, поскольку граница Мохоровичича, принятая за подошву земной коры, не соответствует плоскости или поверхности сфероида по геофизическим данным. Исследованием и улучшением обеих гипотез занимались многие исследователи. Из многочисленных модификаций наибольшего внимания заслуживает гипотеза Венинг-Мейнеса, предложенная в 30-х гг. XX в.

### Гипотеза Венинг-Мейнеса

В основе гипотезы лежит предположение, что земная кора представляет собой упругую пластину бесконечного простираения. Вертикальные перемещения отдельных участков коры рассматриваются как прогибы упругой пластины, вдавливающейся в магму. Возвышенности над уровнем моря представляют собой нагрузку, от которой пластина дает прогиб, вытесняя более плотное вещество субстрата (рис. 3.3). При такой формулировке изостазии учитываются силы сцепления между блоками земной коры, и она более приемлема для представления физики процесса, но в вычислительном отношении оказывается гораздо сложнее описанных выше гипотез.



Рис. 3.3. Схема изостазии согласно гипотезе Венинг-Мейнеса

При толщине земной коры в 25 км таблицы изостатических поправок составлены в двух вариантах: 1) плотность земной коры постоянна; 2) плотность коры увеличивается с глубиной. Упругие константы определены по наблюдениям за сейсмическими событиями.

При учете изостатических поправок влияние топографических масс выше уровня моря вычитается, а притяжение масс, компенсирующих недостаток ниже уровня моря, прибавляется. Аномалии с учетом изостазии используются при изучении глубинного строения Земли на больших территориях. По сути, изостазия проявляет себя в ранге крупных блоков земной коры. При средне- и крупномасштабных гравиметрических исследованиях изостатические поправки вводить не имеет смысла, поэтому в данном случае ими пренебрегают.

## ГЛАВА 4. ИЗМЕРЕНИЯ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

Сила тяжести проявляется на Земле в виде веса тел или давления, создаваемого весом, в виде ускоренного движения при свободном падении тел, в виде отклонения движущегося тела от прямой или другой заданной траектории, в частоте собственных колебаний маятника, подвешенного на упругом или неупругом подвесе, в изменении частоты (энергии) электромагнитных колебаний и иными различными способами.

Для измерения напряженности гравитационного поля (для простоты изложения ниже по тексту будем использовать термины «сила тяжести» или «ускорение свободного падения») можно использовать два способа: 1) динамический, в котором мерой силы тяжести являются параметры движения тела, находящегося под ее действием; 2) статический, в котором мерой силы тяжести служит изменение положения статического равновесия тела, подвергающегося ее действию, и противоположенной силы, принятой за эталон. Теоретически существует еще и потенциальный способ, в котором определяется приращение потенциальной энергии поля между двумя точками по изменению энергии электромагнитных волн (их частоты). Технически данный способ сложно реализовать для измерений силы тяжести с высокой точностью.

### §1. АБСОЛЮТНЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ

При абсолютных измерениях определяется полное значение силы тяжести. Эти измерения ведутся динамическими методами: маятниковым методом и методом свободного падения. В настоящее время всеобщее признание завоевал метод свободного падения тела благодаря достигнутым успехам в области точных измерений интервалов длины и времени с применением лазеров.

Абсолютные значения силы тяжести нужны для согласования эталонов мер в принятой системе единиц длины, массы, времени, и необходимы для расчета траекторий движения космических аппаратов, определения фигуры Земли, приведения относительных измерений к единой системе абсолютных значений, для выделения нормального поля, соответствующего нормальной физической модели Земли, необходимой при геологической интерпретации аномалий силы тяжести, а также для изучения вариаций силы тяжести во

времени (например, в моменты и спустя некоторое время после сильных землетрясений).

### ИСТОРИЧЕСКАЯ СПРАВКА<sup>1</sup>

Колебание маятника и свободное падение тел – физические явления, по наблюдениям которых можно определить ускорение свободного падения (силы тяжести). Именно с этих наблюдений Галилея в 1585 году началась гравиметрия. Полученные им результаты имели невысокую точность: интервалы времени он измерял по счету биений пульса.

Существенный этап развития гравиметрии – изобретение часов, ход которых регулировался колебаниями маятника. Конструкцию, а также зависимость периода колебаний от длины маятника и ускорение свободного падения дал в 1657 г. Х. Гюйгенс.

Теорию колебаний маятника в основном завершил математик Л. Эйлер (1707–1783). В последующее время и по настоящее время совершенствованием теории и практики маятниковых наблюдений занимаются многие ученые.

В течение шести лет (1898–1904) в Потсдамском геодезическом институте под руководством Ф.Р. Гельмерта с латунными поворотными маятниками были проведены наблюдения. При этом использованы четыре секундных маятника и один полусекундный и для вывода окончательного значения учтены 192 определения, по которым получено

$$g = (981274 \pm 3) \text{ мГал}$$

Длительное время это определение считалось наиболее достоверным, и пункт Потсдам был принят за исходный пункт мировой гравиметрической съемки. Это значение за ним сохраняется и в настоящее время, хотя определение, как позже выяснилось, было отягощено довольно большой ошибкой. В довоенное время по наблюдениям в Вашингтоне кварцевыми маятниками значение получилось на 20 мГал меньше, а по наблюдениям в Теддингтоне (близ Лондона) с маятниками из специального сплава – меньше на 15 мГал. В Ленинграде уже в послевоенное время в Институте метрологии с кварцевыми маятниками получено значение силы тяжести меньше Потсдамского на 12 мГал.

В условиях научно-технических достижений радикально изменялись методы измерений и возможности измерительной техники. Учитывая результаты высокоточных измерений, на международном конгрессе рекомендовано значение силы тяжести в Потсдаме исправить и считать

$$g = (981260,19 \pm 0,019) \text{ мГал.}$$

Потсдам не утратил своего значения как исходный пункт мировой гравиметрической сети. Относительно него каждая страна впоследствии установила свой исходный пункт. На территории бывшего СССР относительно Потсдама были определены абсолютные значения в Пулково, Москве, Полтаве и Казани. Эти пункты явились основными опорными пунктами для проведения маятниковой съемки. Относительно основных опорных пунктов были определены в разных регионах страны местные опорные пункты и, таким образом, была создана разветвленная опорная сеть.

Определение рядовых пунктов при маятниковой съемке начиналось и заканчивалось наблюдениями на опорных пунктах. Это позволяло контролировать стабильность работы маятниковых приборов, а по невязкам – судить о точности проведенных определений. Рейс обычно продолжался несколько месяцев.

<sup>1</sup> Маловичко А.К., Костицын В.И. Гравиразведка: учебник для ВУЗов. Пермь, 1990

Всего на земной поверхности в довоенное время было определено около 30000 пунктов, которые при крайне неравномерном размещении позволяли судить о гравитационном поле примерно на половине земного шара. В дореволюционной России астрономы и военные геодезисты определили 395 координатных пунктов. В годы советской власти темпы проведения маятниковой съемки существенно возросли, достигнув кульминационного положения в 1933–1939 гг., после постановления Правительства о проведении общей гравиметрической (маятниковой) съемки с густотой сети 1 пункт на 1000 км<sup>2</sup>. В послевоенные годы объем работ резко сократился.

Материалы маятниковой съемки имели важное научное и практическое значение: они были использованы при тектоническом районировании страны, при определении сжатия Земли, исследовании фигуры геоида, картографировании неосвоенных территорий.

Маятниковые наблюдения проводились на морях и океанах в подводных лодках. Конструкцию аппаратуры и методику наблюдений разработал Ф.А. Венинг-Мейнес. До определений Венинг-Мейнеса никакой информации об интенсивности гравитационного поля на акваториях не было. Он проложил маршруты через Атлантический, Тихий и Индийский океаны, а между Индонезийскими островами впервые провел площадную съемку на акватории. Вскоре по его методике провел определения силы тяжести на Черном, а затем на Охотском морях Л.В. Сорокин. На Каспийском море, устанавливая прибор на барже, наблюдения проводил В.В. Федынский. В Северном Ледовитом океане наблюдения проводились на дрейфующих судах и льдах. Аномалии при морских определениях получены с ошибками в 5–10 мГал.

## Маятниковый метод

Значение силы тяжести можно вычислить исходя из его взаимосвязи с периодом колебаний физического маятника, чьи параметры близки к характеристикам математического маятника. Период колебания математического маятника (рис. 4.1, слева) – массы  $m$ , подвешенной на гибкой нерастяжимой нити, равен

$$T = 2\pi\sqrt{l/g} (1 + 1/4 \sin^2 \varphi_0/2 + 9/64 \sin^2 \varphi_0/2 + \dots), \quad (4.1)$$

где  $l$  – длина маятника;  $g$  – ускорение свободного падения;  $\varphi_0$  – угловая амплитуда колебания.

Для физического маятника, т.е. для реального тела, способного вращаться относительно горизонтальной оси, формула (4.1) справедлива, если в ней под  $l$  понимать приведенную длину маятника  $l_{\pi} = I/ma$ , где  $I$  – момент инерции относительно оси вращения,  $a$  – расстояние от оси вращения до центра тяжести.

По формуле (4.1) можно найти значение  $g$ , если измерить  $T$ ,  $l_{\pi}$  и  $\varphi_0$ . Угол  $\varphi_0$  слабо влияет на величину периода (используются малые углы отклонений); при малом значении и грубых расчетах им можно пренебречь. При необходимости его можно весьма точно измерить и учесть.



ПРИМЕЧАНИЕ АВТОРА

Во многих учебниках по гравиразведке в полной либо сокращенной версиях формулы (4.1) можно встретить отсутствие двойки перед числом  $\pi$  в правой части. При этом указывается, что  $T$ , стоящее в левой части уравнения, является периодом математического маятника. Это может вводить читателей в заблуждение, но такая постановка не является ошибкой и лишь требует разъяснения, которое повсеместно опускается, но присутствует в книге А.А. Михайлова «Курс гравиметрии и теории фигуры Земли» 1939 года. В гравиметрии под периодом математического маятника понимается время прохождения подвешенного груза от одной точки с максимальным отклонением до другой аналогичной позиции, находящейся на противоположной стороне. Такое определение отличается от принятого в классической физике. Фактически эта величина является полупериодом, поскольку период подразумевает полный цикл качания маятника, начиная с отправления из исходной позиции и заканчивая возвращением в нее.

Период колебаний  $T$  за достаточно большой интервал времени можно измерить с необходимой точностью. Основной помехой для его измерения являются движения подставки, связанные с промышленными вибрациями, ветром и другими факторами. Эти помехи можно снизить статистически, если увеличивать временной интервал измерений.

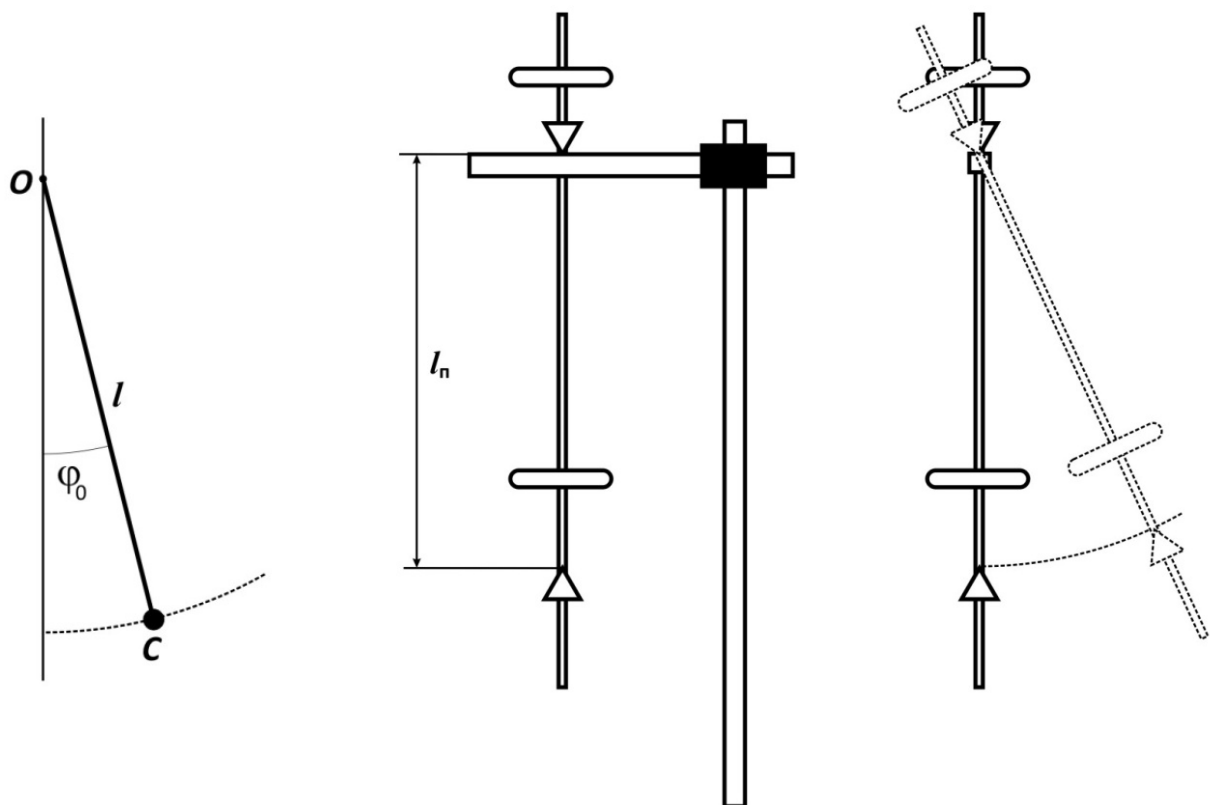


Рис. 4.1. Математический маятник (слева), оборотный маятник: вид в боковой (в центре) и фронтальной (справа) проекциях



Наиболее трудной задачей является определение приведенной длины маятника  $l_{\Pi}$ , так как трудно точно определить положение оси вращения и центра тяжести. Приведенная длина маятника должна быть известна с такой же относительной погрешностью, как и  $g$ , т. е.  $\Delta g/g = \Delta l_{\Pi}/l_{\Pi}$ . Допустим, необходимо измерить абсолютное значение силы тяжести с погрешностью  $\pm 0,1$  мГал, значит, приведенную длину маятника необходимо знать с погрешностью порядка  $\sim 1 \cdot 10^{-7}$  ее длины. Даже при длине маятника, составляющей несколько десятков метров, погрешность ее измерения должна составлять всего лишь несколько микрометров, что практически неосуществимо на практике.

Для увеличения точности определения  $l_{\Pi}$  применяли оборотные маятники (рис. 4.1, справа) – маятники, имеющие две оси качания, периоды колебаний относительно которых равны. Однако даже такие конструкции маятников давали точность определения силы тяжести, недостаточную для современного уровня абсолютных измерений. С развитием лазерной техники определения интервалов длины и времени маятниковый метод оказался вытеснен более точным методом свободного падения.

### Метод свободного падения

При свободном падении тела начальная скорость  $v_0$ , путь  $z$ , время падения  $t$  и ускорение свободного падения  $g$  связаны формулой

$$z = gt^2/2 + v_0 t. \quad (4.2)$$

Величины  $t$  и  $z$ , входящие в уравнение (IV. 2), можно измерить,  $v_0$  и  $g$  следует определить. Из формулы (IV. 2) при  $v_0 = 0$  получаем

$$\Delta g/g = \Delta z/z - 2 \Delta t/t. \quad (4.3)$$

Для определения  $v_0$  и  $g$  необходимо иметь два уравнения, которые можно получить для одного и того же падающего тела, если измерить от общего начала отсчета, например, от начала его падения длину двух интервалов пройденного пути  $z_1$  и  $z_2$ , и двух соответствующих им интервалов времени  $t_1$  и  $t_2$ . Зная эти интервалы пути и времени можно найти

$$g = \frac{2}{t_2 - t_1} (z_2/t_2 - z_1/t_1). \quad (4.4)$$

Забегая вперед, дадим определение гравиметра – устройство для измерения силы тяжести. На изложенных выше принципах базируется действие баллистического гравиметра ГАБЛ (Россия) и его канадских аналогов,

разработанных компанией Cantrex Ltd. Технически процедура реализуется следующим образом: в вакуумной камере прибора отвесно вниз падает уголкового отражатель (рис. 4.2). Луч лазера падает на детектор интерферометра двумя путями: проходя через наклонный плоский отражатель в центре системы и дважды проходя путь между верхним (падающим) и нижним (стационарным) уголковыми отражателями. Детектор регистрирует интерференцию обеих частей луча и подает сигнал на счетный блок, в котором определяются времена и пути падения верхнего отражателя. С целью повышения точности статистическим путем броски падающего тела повторяются многократно. Выполняется несколько циклов измерений в течение определенного времени. Далее вычисляются средняя величина ускорения свободного падения и стандартное или среднеквадратическое отклонение.

Основными источниками помех и ошибок при измерениях методом свободного падения являются механические колебания основания прибора, сопротивление свободному падению остаточного воздуха в вакуумной трубке, влияние электромагнитных полей, нестабильность частоты лазера, погрешности счета импульсов и задания временных интервалов. Заявленная погрешность (величина стандартного отклонения) определения абсолютных значений ускорения свободного падения для различных современных баллистических гравиметров составляет от  $\pm 0,002$  до  $\pm 0,010$  мГал.

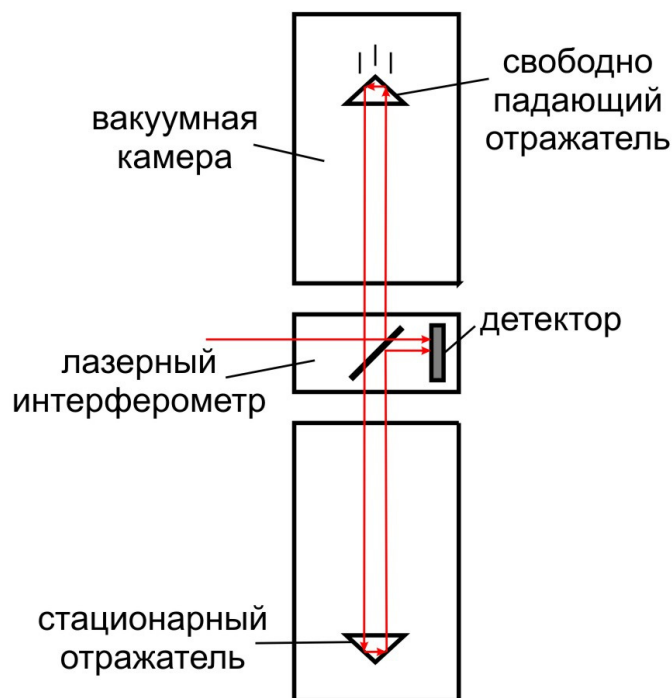


Рис. 4.2. Общая схема баллистических гравиметров компании Scintrex Ltd.

## §2. ОТНОСИТЕЛЬНЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ

Особенностью относительных измерений является то, что данным способом всегда определяется лишь разность или приращение силы тяжести (ускорения свободного падения) между отдельными пунктами и заданной опорной точкой. Полное значение силы тяжести на опорной точке предполагается известным и стабильным в течение длительного периода времени.

Для относительных измерений можно применять как динамический, так и статический метод, но чаще всего используют статический метод вследствие малой погрешности и высокой производительности измерений.

### Статический метод

В статическом методе измерений сила тяжести сравнивается с какой-либо другой эталонной силой, постоянной во времени и противоположной по направлению. Все статические гравиметры, нашедшие практическое применение, построены по принципу пружинных весов (рис. 4.3), т. е. в них в качестве эталонной силы используется сила упругой деформации твердого тела (сила кручения, растяжения, изгиба, сжатия). В пружинных весах сила тяжести, воздействующая на эталонную массу (груз), или момент этой силы всегда уравниваются упругой силой или ее моментом соответственно.

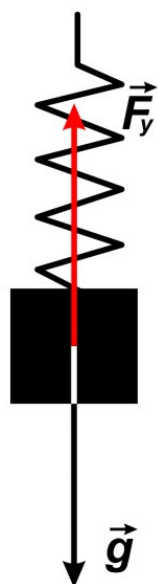


Рис.4.3. Груз на пружине

При небольших нагрузках упругая деформация в системе удовлетворяет закону Гука: величина деформации пропорциональна приложенной силе. Изменение величины силы тяжести вызывает нарушение статического равновесия пружинных весов – возникает упругая реакция. В зависимости от конструкции весов такой реакцией могут быть растяжение пружины, поворот рычага, перемещение массы и т.п. Отношение величины упругой реакции к приращению (изменению) силы тяжести называют механической чувствительностью измерительной системы.

Практически измеряемые приращения силы тяжести очень малы и вызывают очень малые изменения состояния измерительной системы. Для регистрации столь малых перемещений применяют различные способы индикации.

Общая чувствительность гравиметра зависит от механической чувствительности измерительной системы и чувствительности индикатора малых перемещений.

В настоящее время в лучших представителях класса гравиметров эта величина достигает 0,001 мГал (1 микрогал).

Следует заметить, что пружины гравиметров, несмотря на ограничение области деформации, не обладают идеальной упругостью. При нагрузке, действующей на пружину некоторое время, проявляется упругое последствие, и деформация приближается к своему предельному значению по асимптотическому закону. Величина упругого последствия зависит от основной деформации и коэффициента остаточной деформации. Более подробно о физико-механических особенностях измерительных систем гравиметров будет изложено в гл. 5.

## **ГЛАВА 5. АППАРАТУРА ДЛЯ ВЫПОЛНЕНИЯ НАЗЕМНЫХ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ СЪЕМОК**

В состав гравиметрической съемки входят два вида работ, каждый из которых обеспечивается своей аппаратурой. Первый вид – топографо-геодезические работы, которые необходимы для планово-высотной привязки гравиметрических пунктов и, при необходимости, для формирования детальной модели рельефа земной поверхности в пределах участка работ. Второй вид работ – собственно гравиметрические измерения на каждом пункте сети наблюдений. Данный раздел позволяет ознакомиться с основной геодезической и гравиметрической аппаратурой, которая задействуется на этапе полевых работ. Поскольку аппаратура постоянно обновляется и ее характеристики совершенствуются, то в части геодезического оборудования приводятся лишь общие сведения о классе приборов с примером, но без излишних деталей в виде рабочих характеристик.

### **§1. ГЕОДЕЗИЧЕСКАЯ АППАРАТУРА**

Для выполнения топографо-геодезических работ применяются современные электронные тахеометры и GPS/ГЛОНАСС системы. Малые навигационные приемники могут быть использованы для ориентирования рабочих на местности и выбора направления для проложения профилей.

#### **Электронные тахеометры**

Тахеометр – геодезический инструмент для измерения расстояний, горизонтальных и вертикальных углов (рис. 5.1). Используется для определения координат и высот точек на местности при топографической съемке и других геодезических работах. Измерения проводятся при помощи лазерного луча, испускаемого прибором, отражающегося от препятствия и улавливаемого прибором вновь. Существуют два режима съемки: отражательный и безотражательный. Топографическая съемка для привязки гравиметрических пунктов выполняется в отражательном режиме: в качестве препятствия для луча используется специальный зеркальный отражатель (рис. 5.1), вешка с которым устанавливается вертикально (по пузырьковому уровню на вешке) в центр гравиметрического пункта.

Тахеометрическая съемка обычно используется для определения координат и высот гравиметрических пунктов на залесенной местности, где невозможно применение навигационного спутникового оборудования, либо на

небольших площадках вследствие высокой производительности. Для работы требуется два человека.



Рис. 5.1. Электронный тахеометр TOPCON ES-102 установлен на триподе (слева) и отражатель на вешке (справа)<sup>1</sup>

### Навигационные GPS/ГЛОНАСС системы

Спутниковые системы навигации предназначены для определения местоположения на местности (географических координат и высоты точки). Такие системы состоят из космического сегмента (спутников) и наземных систем управления. Текущее положение спутников измеряется и контролируется при помощи развернутой сети наземных станций и центра управления, включающего весьма производительные вычислительные мощности.

Принцип работы спутниковой системы навигации основан на измерении расстояния от антенны на объекте, координаты которого нужно получить, до спутников, положение которых в каждый момент времени известно с высокой точностью. Метод измерения расстояния от спутника до антенны приемника

<sup>1</sup> Изображения скопированы со свободных интернет-ресурсов.

основан на известных значениях скоростей распространения радиоволн. Измерения времени и синхронизация его на всех спутниках осуществляются при помощи атомных часов, встроенных в спутники и находящихся в наземном центре управления каналами связи. Каждый спутник при работе излучает сигнал времени, в соответствии с которым синхронизируются часы приемников.

Собственно навигационная аппаратура состоит из приемников, предназначенных для приема навигационных сигналов спутников, и устройств обработки информации (рис. 5.2). Навигационные системы используются на открытом пространстве. В лесном массиве сигнал от спутников либо переотражается от деревьев, что снижает точность определения координат и высот точки приема, либо теряется полностью.



Рис. 5.2. Двухчастотная навигационная GPS/ГЛОНАСС аппаратура TRIMBLE R8: приемник на вешке (слева) и контроллер (справа)<sup>1</sup>

Для увеличения производительности наблюдений с навигационными системами и повышения точности используются также радиомодемы, встроенные в большинство современных моделей приемников. В этом случае приемник не только принимает сигнал со спутников, но и одновременно получает корректирующие поправки с некоторой стационарной базовой станции или сети станций, расположенных на поверхности Земли. Существуют зарубежные системы, пересылающие пользователю поправки с

<sup>1</sup> Изображение скопировано со свободного интернет-ресурса.

геостационарных спутников. Если в процессе съемки осуществляется дифференциальная коррекция спутниковых данных, она позволяет быстро определить координаты точки приема и высоту в режиме реального времени. Такой режим съемки называется RTK (Real Time Kinematic). Иначе, для получения данных с малой погрешностью приходится вводить дифференциальные поправки в постобработке. На участках с редким лесным покровом или кустарником, где сигнал от спутников не теряется, режим RTK позволяет работать с GPS/ГЛОНАСС аппаратурой при сохранении высокой производительности и исключает необходимость последующей обработки данных, поскольку на выходе результатом является готовый массив координат и высот.

### Малые навигационные приемники



Рис. 5.3. Портативный навигационный приемник Garmin GPS MAP 64ST<sup>1</sup>

Малая навигационная аппаратура преимущественно используется для ориентирования на местности, для задания рабочим направления при проложении профилей. Ее использование для определения координат или высот гравиметрических пунктов недопустимо, поскольку точность позиционирования в плане может снижаться до 25 и более метров в туманную погоду и при сильном переотражении сигнала от особенностей ландшафта. Точность измерения высот составляет первые метры. Пример навигационного приемника приведен на рис. 5.3.

Формально малые навигационные приемники могут использоваться для определения координат гравиметрических пунктов на открытой местности при съемках масштаба 1 : 50 000 и мельче, поскольку среднеквадратическая погрешность определения планового положения пунктов наблюдений в этом случае составляет 40 м и более<sup>2</sup>. Однако, исходя из опыта работ, их использование не рекомендуется даже в этом случае.

<sup>1</sup> Изображение скопировано со свободного интернет-ресурса.

<sup>2</sup> Согласно инструкции по топографо-геодезическому и навигационному обеспечению геологоразведочных работ от 03.12.1996.



## §2. ГРАВИМЕТРЫ ДЛЯ НАЗЕМНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

В главе 4 было дано определение гравиметру, как устройству для измерения силы тяжести. При проведении гравиразведочных работ применяются исключительно пружинные гравиметры, у которых сила тяжести, воздействующая на груз, уравнивается упругой силой, обусловленной деформацией пружины, удерживающей этот груз. Деформации могут иметь характер изгиба, кручения, сжатия и растяжения.

В процессе конструирования гравиметров в течение десятилетий использовались либо металлические, либо кварцевые пружины, но в большинстве современных систем используются пружины именно из плавленого кварца. Во-первых, кварцевые пружины более стабильны. Их деформация в широких пределах, вплоть до поломки, практически соответствует закону Гука с минимальной остаточной деформацией. Во-вторых, кварцевые пружины в гораздо меньшей степени подвержены воздействию электромагнитного поля, изменяющего показания прибора.

Как отмечалось ранее, пружины гравиметров не обладают идеальной упругостью. При нагрузке, действующей на пружину некоторое время, проявляется упругое последствие, размеры которого зависят от основной деформации и коэффициента остаточной деформации. Вследствие резких толчков, например, при транспортировке, пружина подвергается перегрузке, и мгновенная нагрузка может выйти за пределы области действия закона Гука. В этом случае возможно появление неупругой деформации у металлических пружин. Кварцевые пружины могут просто оборваться.

Стабильность упругих свойств пружин нарушается необратимыми структурными изменениями материала, из которого они состоят. Необратимые структурные изменения объясняются свойствами ползучести и усталости материала. Именно пружина с течением времени ослабевает, и предел упругой деформации понижается.

Явления упругого последствия, ползучести и усталости в конечном итоге приводят к тому, что отсчет по прибору с течением времени изменяется или, как принято говорить, происходит смещение нуля (нулевого положения системы относительно отсчетной шкалы). Характер этого смещения является основным показателем качества гравиметра. Идеальным случаем будет тот, когда смещение невелико и происходит равномерно во времени.

Малейшие смещения эталонной массы (груза) визуально не могут быть замечены невооруженным глазом. При поступательном смещении груза эффект выражается в долях микрометра, при вращательном – в долях дуговой секунды. Для фиксации смещений в гравиметрах применяются специальные устройства – индикаторы малых перемещений. Как указывалось ранее, изменение величины упругой реакции пружины в ответ на изменение силы тяжести называется механической чувствительностью системы. Общая же чувствительность гравиметра зависит от механической чувствительности и чувствительности индикатора малых перемещений.

Астазирова́нными называют устройства, в которых зависимость между изменением силы тяжести и реакцией чувствительного элемента на это изменение нелинейная; механическая чувствительность системы достигает максимальных значений в некотором интервале положений груза. Неастазирова́нными называют линейные пружинные весы, имеющие постоянную механическую чувствительность. Например, груз, подвешенный на вертикальной цилиндрической пружине.

Основное уравнение равновесия записывается в следующем виде:

$$M_1(x) + gM_2(x) = 0, \quad (5.1)$$

где  $gM_2(x)$  – сила тяжести или ее момент;  $M_1(x)$  – упругая сила или ее момент;  $x$  – поступательное или угловое смещение, реакция пружинных весов на изменение силы тяжести. Продифференцировав по переменной  $x$ , находим выражение для механической чувствительности:

$$\frac{\partial x}{\partial g} = -M_2(x) / \left( \frac{\partial M_1(x)}{\partial x} + g \frac{\partial M_2(x)}{\partial x} \right). \quad (5.2)$$

Это равенство называется основным уравнением гравиметра.

Если гравиметры основаны на вращательном перемещении груза, то моменты силы или сами силы, а также их производные являются функциями угла поворота  $x$ . Моменты сил могут изменяться различным образом, в разных направлениях и приводить к различному смещению  $x$ . Это зависит от конструкции измерительной системы. Например, один из моментов может увеличиваться, а второй уменьшаться или оставаться постоянным. В таком случае чувствительность при различных значениях  $x$  будет принимать разные значения и, с уменьшением знаменателя в правой части уравнения, будет возрастать.

При знаменателе в правой части (5.2), близком к нулю, система придет в состояние неустойчивого равновесия. Малые изменения силы тяжести будут провоцировать значительные перемещения груза, которые сможет зафиксировать даже грубый датчик малых перемещений. Отсюда понятия астазирванный и неастазирванный приобретают еще один смысл: астазирванными называют гравиметры с чувствительностью, которая теоретически может принимать сколь угодно большие значения; неастазирванными называют гравиметры с чувствительностью, изменяющейся в сравнительно узких пределах.

Астазирванные системы в узком диапазоне изменения силы тяжести эквивалентны неастазирванным системам с очень большой общей деформацией упругого элемента и очень малой величиной его жесткости. В этом заключается основное преимущество астазирванных систем перед неастазирванными. Астазирванные системы правильно называть нелинейными.

Важным свойством пружинных весов является их устойчивость. Устойчивость характеризуется работой внешних сил, необходимой для перемещения массы. Если работа внешних сил положительна, то весы устойчивы. Астазирванные пружинные весы работают в режиме устойчивости, но очень близком к неустойчивому равновесию.

В данном издании рассмотрены три представителя класса наземных гравиметров, имеющие различный тип измерительной системы. Гравиметр ГНУ-КВ производства предприятия НЕФТЕКИП (Россия), широко применявшийся до 2000 г. для гравиметрических съемок на территории России, относится к астазирванным и имеет кварцевую упругую систему. В настоящее время выпуск данного гравиметра серийно не производится. Ему на смену пришел модифицированный гравиметр ГНУ-КВК, измерительная система которого, впрочем, не претерпела кардинальных изменений.

Второй представитель данного класса – линейка гравиметров компании LaCoste&Romberg (США), имеющих металлическую упругую систему астазирванного типа. Особенностью данных приборов также является возможность арретирования (фиксации груза) измерительной системы во внерабочее время, что существенно разгружает главную пружину и снижает усталость и ползучесть материала, а также не допускает пластических деформаций пружины при перегрузках во время транспортировки.

В 2004 г. компания LaCoste&Romberg стала дочерним предприятием компании Scintrex Ltd. (Канада). С 2005 г. наземные гравиметры линейки LaCoste&Romberg серийно не выпускаются. На рынке их заменила модель Autograv CG-5, разработанная Scintrex Ltd., которая в настоящее время пользуется наибольшей мировой популярностью. Модель CG-5 пришла на смену прародителям CG-3 и CG-3М. Все три модификации гравиметров Autograv имеют неастазированную измерительную систему из плавленного кварца. В 2016 г. компания Scintrex анонсировала новую модель гравиметра Autograv CG-6.

Несмотря на принципиальные различия чувствительных систем приборов, измерения силы тяжести в каждом из них выполняются компенсационным способом, общий принцип которого таков: сила тяжести воздействует на систему, отклоняя груз от начального положения; оператор в ручном режиме либо прибор автоматически возвращает груз в исходную позицию, прикладывая компенсирующую силу механического характера (сила дополнительной пружины) либо электростатического характера (электростатическая сила, возникающая между специальной клеммой и грузом в силу обратной связи). Величина противоположно направленной силы, компенсирующей изменение силы тяжести при возвращении эталонной массы в начальное положение, численно равна этому изменению и фиксируется в показаниях прибора. Тем самым оценивается именно изменение силы тяжести, но не ее абсолютное значение.

### **Гравиметр наземный узкодиапазонный класса В (ГНУ-КВ)**

Это гравиметр вплоть до 2000 г. широко применялся на территории бывшего СССР, а затем и России для всех видов гравиметрических съемок. Масса гравиметра составляет около 5 кг. Гравиметр астазированный, а это означает, что в процессе измерений необходимо содержать систему в таком состоянии, когда ее механическая чувствительность максимальна, т. е. производить настройку диапазона перемещений. Ширина диапазон измерений без перестройки составляет 80–120 мГал, но он может быть расширен до 500 мГал с соответствующим увеличением погрешности измерения. Среднеквадратическая погрешность измерения силы тяжести в рейсах продолжительностью 4 ч составляла около  $\pm 0,03$  мГал, разрешающая способность системы не превышала 0,006 мГал. Внешний вид гравиметра ГНУ-КВ показан на рис. 5.4.



Рис. 5.4. Внешний вид гравиметра ГНУ-КВ<sup>1</sup>

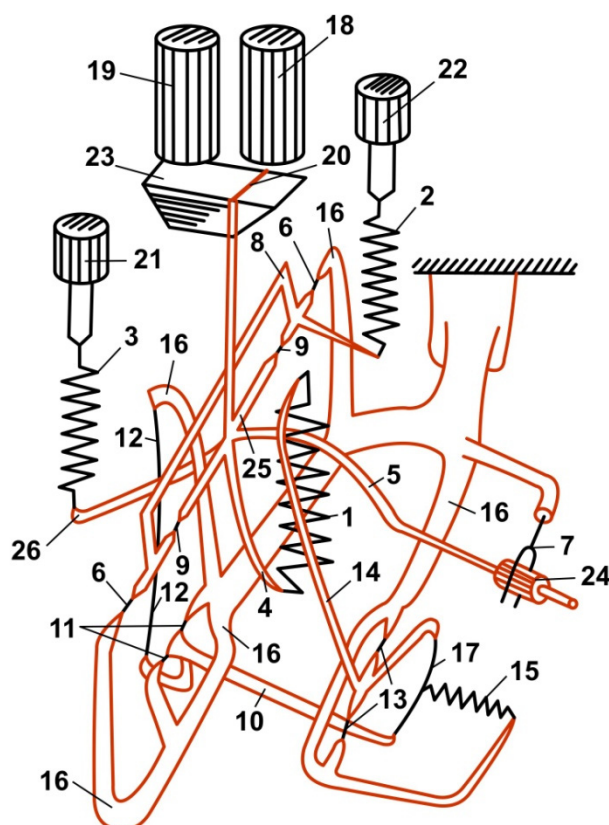


Рис. 5.5. Схема кварцевой системы гравиметра ГНУ-КВ

Опишем измерительную систему в деталях, опираясь на рис. 5.5. Чувствительный элемент гравиметра представляет собой вертикальный сейсмограф Голицина – рычаг, подвешенный на горизонтальных нитях 9 и главной пружине 1. Рычаг имеет сложную форму и состоит из осевого стержня 25, к которому прикреплены изогнутый горизонтальный стержень 5 с платиновым грузиком 24, нижний отросток 4, задний отросток 26 и вертикальный отросток Г-образной формы 20.

Главная пружина 1 нижним концом прикреплена к отростку 4, а верхним ко второму рычагу температурного компенсатора 14. Диапазонная пружина 3 прикреплена нижним концом к заднему отростку 26 и верхним – к диапазонному микрометрическому устройству 21.

Нити подвеса 9 натянуты на измерительной рамке 8. К отростку рамки 8 прикреплена измерительная пружина 2, верхний конец которой соединен с измерительным микрометрическим устройством 22. Осями вращения измерительной рамки 8 служат горизонтальные нити 6, натянутые на основном

<sup>1</sup> Изображение скопировано со свободного интернет-ресурса.

каркасе 16 кварцевой системы. Второй рычаг температурного компенсатора 14, вращающийся на горизонтальных нитях 13, соединен нитью с первым рычагом температурного компенсатора 10, вращающимся на нитях 11. К противоположной стороне рычага 10 приварена металлическая нить 12, второй конец которой закреплен на основном каркасе 16 измерительной системы. Основной каркас кварцевой системы прикреплен к металлическому основанию корпуса.

В положении равновесия момент силы тяжести рычага уравнивается моментом упругих сил главной 1 и диапазонной 3 пружин, а также моментом сил кручения нитей подвеса. Рычаг может вращаться в пределах зазора в ограничителе 7.

Упругий момент, создаваемый главной пружиной 1, примерно в 100 раз больше остальных упругих моментов.

При измерении приращения силы тяжести рычаг с грузом поворачивается вместе с вертикальным отростком 20 с горизонтальным стержнем на конце, называемым подвижным индексом (кварцевый стержень диаметром 10–15 мкм). Подвижный индекс освещается лучом света от осветителя 19, проходящим через призму 23 в микроскоп 18. Подвижный индекс освещается таким образом, что проходящий свет создает интерференционную полосу, соизмеримую с шириной штриха окулярной шкалы. На окулярной шкале выбирают нулевой штрих (исходный), называемый неподвижным индексом.

Процесс измерения заключается в том, что при помощи измерительного микрометрического устройства 22 растягивается или сокращается пружина 2. Вследствие этого рамка 8 поворачивается, и нити подвеса закручиваются так, чтобы совместились подвижный и неподвижный индексы. Мера изменения силы тяжести – число оборотов микрометрического винта, измеряемое счетным устройством. В дальнейшем данное число умножается на цену деления гравиметра и переводится в миллигаллы.

Если изменение силы тяжести слишком велико, перестраивают диапазон измерений. Для этого диапазонную пружину 3 растягивают или сокращают диапазоном микрометрическим устройством 21.

Моменты упругих сил пружин, нитей, моменты силы тяжести рычагов, рамок, размеры каркаса изменяются в зависимости от температуры. Возникает кажущееся изменение силы тяжести. Наибольшему действию температуры подвержена главная пружина 1.

При действии температуры изменяется длина металлической нити 12 и поворачивается первый рычаг температурного компенсатора 10. Этот поворот через изогнутую нить 17, оттягиваемую пружиной 15, передается второму рычагу температурного компенсатора 14, который при повороте удлиняет или укорачивает главную пружину 1, и механическим путем компенсируется влияние температуры.

Гравиметр ГНУ-КВ состоит из средней части (собственно гравиметра) и внешнего кожуха с теплоизоляцией, частично снимающего проблему резких скачков температуры. Внутреннее термостатирование измерительной системы не предусмотрено.

Внешний кожух представляет собой цилиндр (рис. 5.4) с основанием и установочными винтами снизу. По дну и стенкам кожуха проложен слой теплоизоляции, а внутрь вставлен сосуд Дьюара (вакуумная камера), в который помещается кварцевая система. Средняя часть гравиметра состоит из корпуса кварцевой системы, над которым закреплен теплозащитный слой, а затем установлена верхняя панель.

Корпус кварцевой системы, как описан выше, представляет собой вакуумную камеру. На ее верхней плате закреплены кварцевая система, детали оптической системы, диапазонного и измерительного микрометрических устройств. Для обеспечения герметичности микрометрические устройства имеют сильфоны, отделяющие внутреннее пространство корпуса кварцевой системы от внешнего воздуха.

Через теплозащитный слой проходят трубы осветителя и микроскопа, стержень измерительного устройства, а также шток и труба диапазонного устройства. На верхней панели смонтированы окуляр микроскопа, осветитель, продольный и поперечный уровни и счетное устройство. С внешним кожухом средняя часть скрепляется резиновой манжетой.

Измерения проводятся следующим образом: гравиметр устанавливают по уровням, а затем, наблюдая в окуляр микроскопа за положением подвижного индекса и одновременно плавно вращая микрометрический винт, совмещают середину подвижного индекса с неподвижным исходным и снимают показания со счетного устройства. Окончательное совмещение подвижного и неподвижного индексов всегда производят по часовой стрелке. Для повышения точности отсчета индексы отклоняют (на малую смещение) и совмещают несколько раз, а результат усредняют. Когда сила тяжести

изменится настолько, что ее нельзя будет компенсировать измерительным устройством, перестраивают диапазон измерения, пока подвижный индекс вновь не появится в поле зрения.

### Гравиметры наземные серии LaCoste&Romberg (модели G и D)

Главным отличием гравиметров данного типа от гравиметров ГНУ-КВ и Autograv CG-5 является то, что их измерительная система изготовлена не из плавленого кварца, а из металлических сплавов. Внешний вид одной из модификаций гравиметра продемонстрирован на рис. 5.6, а внутреннее устройство – на рис. 5.7.



Рис. 5.6. Внешний вид гравиметра LaCoste&Romberg (модель G) и схема панели управления<sup>1</sup>

Внешне гравиметр представляет собой параллелепипед, на верхней панели которого расположены микрометрический винт (круговая шкала), счетчик оборотов, жидкостные (и электронные, если они установлены) уровни, окуляр микроскопа, винт перестройки диапазона измерений, выключатель подсветки микроскопа и индикации напряжения аккумулятора и температуры прибора, винт арретира чувствительной системы. Головки нивелировочных винтов, служащих для выведения гравиметра по уровням в горизонтальное положение, также расположены на верхней панели. Лапки от винтов насквозь проходят

<sup>1</sup> Изображение скопировано со свободного интернет-ресурса



через корпус и оканчиваются остриями, поэтому работа с прибором на рыхлом грунте, также как и с гравиметром ГНУ-КВ, возможна только при установке на твердую подставку.

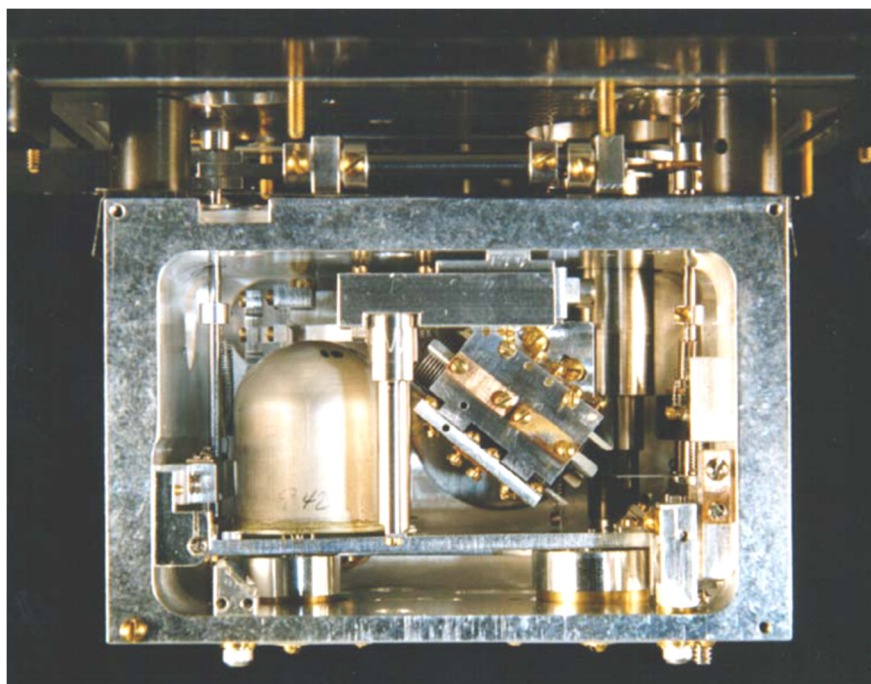


Рис. 5.7. Внутреннее устройство гравиметра LaCoste&Romberg (модель G<sup>1</sup>)

Металлическая система имеет более высокую прочность в сравнении с кварцевой. Гравиметр является астазирванным. Измерение силы тяжести выполняется компенсационным способом в ручном режиме: оператор приводит коромысло с грузом в горизонтальное положение, но не при помощи измерительной и диапазонной пружин, как у гравиметра ГНУ-КВ, а посредством воздействия на рычажную систему. Рычаги перемещаются с помощью высокоточного винта, который, в свою очередь, приводится во вращение микрометренным винтом передаточного механизма в момент измерения. Схема измерительной системы гравиметра представлена на рис. 5.8.

Амплитуда свободного хода рабочих элементов гравиметра очень мала, и при сотрясениях они не могут набрать инерцию, достаточную для их возможного повреждения при имеющемся заделе прочности. Кроме того, измерительная система прибора во время его хранения и транспортировки до места работы, а также между пунктами наблюдений арретируется. Вследствие этого основная пружина системы не находится под постоянным давлением груза и не растягивается. Не происходит значительных изменений ее упругих

---

<sup>1</sup>Изображение скопировано с руководства пользователя гравиметра LaCoste&Romberg.

характеристик вследствие усталости и ползучести ее материала, и это способствует малому смещению нуля прибора и стабильности работы.

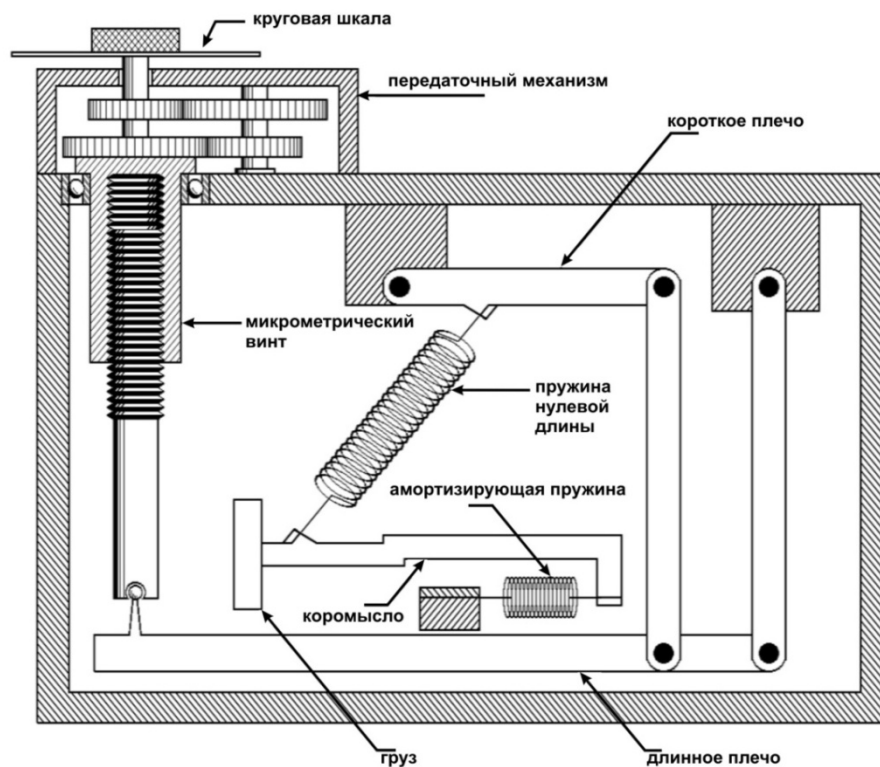


Рис. 5.8. Схема измерительной системы гравиметра LaCoste&Romberg модель G<sup>1</sup>

Для защиты от воздействия перепадов атмосферного давления чувствительная система гравиметра изолирована от внешней воздушной среды, а на рычаге установлен механический барометрический компенсатор. Изготовленная из металла с большим коэффициентом температурного расширения, чувствительная система гравиметра требует поддержания постоянной температуры внутри прибора. Это достигается при помощи термостатирования.

Измерения с прибором выполняются аналогично измерениям с гравиметром ГНУ-КВ. Прибор приводится по уровням в горизонтальное положение (сама система пружины с грузом при этом приводится в вертикальное положение, в котором она имеет максимальную механическую чувствительность). Отсчеты берутся несколько раз и впоследствии усредняются. Заявленная среднеквадратическая погрешность измерений составляла  $\pm 0,2$  мГал.

<sup>1</sup> Изображение скопировано с руководства пользователя гравиметра LaCoste&Romberg

**Автоматизированные гравиметры Autograv CG-5 и CG-6**

Наземные гравиметры компании Scintrex под маркой Autograv CG-5 имеют кварцевую неастирированную измерительную систему. Внешний вид гравиметра показан на рис. 5.9. Гравиметр компьютеризирован и имеет собственную операционную систему.



Рис. 5.9. Внешний вид гравиметра Autograv CG-5

Измерение проводится компенсационным способом: сила тяжести, действующая на эталонную массу, уравнивается кварцевой пружиной и небольшим по величине электростатическим полем, возникающим между грузом и специальной клеммой, расположенной ниже него. При отклонении груза от начального положения вследствие действия силы тяжести к нему прилагается возвратный потенциал электростатического поля, приводящий груз в исходное положение. Противонаправленная электростатическая сила, которую необходимо приложить для компенсации изменения силы тяжести, численно равна этому изменению. Таким образом, напряжение в цепи обратной связи является мерой изменения силы тяжести. Гравиметр автоматизирован, отсчет снимается с частотой 6 Гц, а оператор лишь управляет прибором посредством клавиш на верхней панели.

Емкостной датчик малых перемещений имеет очень высокую разрешающую способность. Как следствие, отпадает необходимость применять астазирование в данной схеме. Поскольку нет необходимости в постоянном удержании рычага с грузом в положении, близком к неустойчивому равновесию, отпадает необходимость и в перестройке диапазона, как следствие отсутствует диапазонная пружина или рычажная система. Механическая часть гравиметра проста и соответствует пружинным весам, что позволило значительно уменьшить размер кварцевой системы. В процессе изготовления измерительной системы среднее положение пружины датчика регулируется таким образом, чтобы соответствовать относительному приращению силы тяжести в Торонто, равному 4200 мГал, по отношению к экваториальному значению. Ширина диапазона измерений в 8000 мГал позволяет измерять приращения силы тяжести в любой точке земного шара без перестройки. Гравиметр является широкодиапазонным. Заявленный срок эксплуатации пружины в нормальном режиме составляет 10 лет, после чего возможна потеря упругих свойств вследствие старения. Однако опыт показывает, что при бережном отношении к приборам аппаратура может служить гораздо дольше минимально установленных сроков.

Для защиты от перепадов температуры система закрыта теплоизолирующим слоем и термостатирована. Средства механической температурной компенсации, аналогичные ГНУ-КВ и другим гравиметрам предыдущего поколения, не используются. Для поддержания в рабочем состоянии прибор всегда должен быть подключен к источнику питания (внешнему или аккумуляторным батареям), и теормостат поддерживает постоянную внутреннюю температуру. Незначительное остаточное влияние смены температурного режима корректируется с помощью математической поправки программным обеспечением гравиметра. Сигнал об изменении температуры поступает от чувствительного датчика, расположенного в месте теплового контакта с главной пружиной.

Весь механизм для защиты от перепадов атмосферного давления помещен в вакуумную камеру. Гравиметр компьютеризирован и программно учитывает линейный долговременный дрейф нуля системы вводом соответствующей поправки, а также влияние угла отклонения системы от вертикали и лунно-солнечного притяжения. Остаточный дрейф нуля системы учитывается методическим путем аналогично остальным гравиметрам, т. е.

последующим вводом поправки за смещение нуля пункта на этапе текущей обработки данных измерений.

В 2016 г. компания Scintrex анонсировала нового представителя этого класса – гравиметр Autograv CG-6 (рис. 5.10). Судя по описанию на сайте производителя, основное отличие его от предыдущей модели заключается в снижении веса и увеличении верхнего предела частоты снятия отсчетов с 6 Гц до 10 Гц (10 отсчетов в секунду). Вес модели CG-5 с батареями составляет 8 кг, модели CG-6 – 5,2 кг.



Рис. 5.10. Гравиметр Autograv CG-6: внешний вид (слева) и полная комплектация с планшетом и транспортировочным ящиком (справа)<sup>1</sup>

Поздние модели гравиметра CG-5 допускали подключение маленького навигационного приемника для примерного определения координат в процессе съемки (функция могла быть использована при вычислении поправки за лунно-солнечное притяжение). Гравиметр CG-6 допускает подключение большой антенны, работающей в дифференциальном режиме. Кроме того, в CG-6 кнопочная панель управления сведена к минимуму (4 клавиши), управление гравиметром возможно с планшета. Прибор оборудован более емкими батареями, чем его предшественник.

Чувствительность датчика обеих моделей гравиметра Autograv к изменению силы тяжести составляет 0,001 мГал. Среднеквадратическая погрешность измерений на стенде в неподвижном режиме, характеризующая повторяемость отсчетов, составляет 0,005 мГал. В процессе полевых измерений

<sup>1</sup> *Использованы изображения свободного доступа с сайта компании [www.scintrexltd.com](http://www.scintrexltd.com).*



одним и тем же гравиметром в одних и тех же точках с расстоянием между пунктами 2,5–5 м повторяемость отсчетов лежала в указанных производителем пределах, т. е. среднеквадратическая погрешность не превышала  $\pm 0,005$  мГал.

### **Факторы, влияющие на рабочий режим измерительной системы гравиметра**

На рабочий режим кварцевой либо металлической упругой системы влияют различные внешние и внутренние факторы. Внутренние факторы определяются качеством изготовления самой системы и физическими характеристиками ее материалов. Внутренние факторы после изготовления системы уже невозможно изменить.

Под внешним воздействием подразумевается воздействие на гравиметр окружающей среды. Изменения внешних условий нарушают работу упругой системы. Чтобы ослабить искажающие влияния этих изменений, при конструировании приборов предусматриваются специальные устройства, к примеру, механические температурные компенсаторы или термостаты и т.д.

К искажающим внешним воздействиям относятся изменение температуры внешней среды и плотности воздуха, влияние магнитного поля для отдельных гравиметров, упругая система которых выполнена из ферромагнитных материалов, механические воздействия при транспортировке и наблюдениях, отклонение системы от вертикали.

**Изменение температуры.** Характеристикой сопротивления пружин упругой деформации при осевом растяжении-сжатии служит модуль Юнга, а при кручении и изгибе – модуль сдвига. С изменением температуры материала эти величины также изменяются. Для ослабления температурных влияний в упругой системе гравиметров применяются компенсационные устройства, сама система помещается в сосуд Дьюара и оборачивается со всех сторон теплоизолирующим материалом. В современных гравиметрах Autograv CG-5 устройства механической температурной компенсации отсутствуют и применяется термостатирование системы. Один датчик отслеживает изменения внешней температуры на корпусе прибора, второй – вблизи упругой системы, а термостат поддерживает постоянную внутреннюю температуру.

**Изменение плотности воздуха.** По закону Архимеда рычаг с грузом теряет в своем весе столько, сколько весит вытесненный им воздух. Поскольку с изменением атмосферных условий плотность воздуха изменяется, то изменяется и вес рычага с грузом. Чтобы не вводить поправку за воздействие

изменений плотности воздуха, при изготовлении приборов упругую систему помещают в вакуум, изолируя ее от атмосферных влияний.

Гравиметры с металлическими пружинами обычно не изолируются, но имеют барометрический компенсатор.

**Влияние магнитного поля.** Упругие системы некоторых ранних гравиметров выполнялись из элинвара (сплав железа и никеля, иногда легированный хромом, молибденом или ванадием). Элинвар является ферромагнитным материалом, поэтому намагниченность пружин могла являться источником погрешностей в измерениях. Чтобы ослабить зависимость показаний от действия магнитного поля, на заводе при сборке прибора пружины подвергали размагничиванию, а упругую систему экранировали – внутренний кожух изготавливали из магнитно-мягкого материала. Влияние магнитного поля при наблюдениях с кварцевыми гравиметрами не учитывается, поскольку пренебрежительно мало.

**Механические воздействия.** При транспортировке и наблюдениях механические режимы упругой системы различны. Если упругая система арретируется (груз фиксируется в неподвижном положении), то пружины находятся под нагрузкой только при наблюдениях. Вследствие упругого последействия показания прибора зависят от промежутка времени, прошедшего с момента дезарретирования. Поэтому до начала съемочных работ каждый такой прибор исследуется с целью определения времени, необходимого для стабилизации упругой системы и вхождения ее в рабочий режим измерений.

В кварцевых гравиметрах упругая система не арретируется. Вследствие резких толчков при транспортировке могут иметь место мгновенные перегрузки, превышающие силу тяжести. Такие перегрузки могут приводить к структурным изменениям материала в точках крепления отдельных деталей, к возникновению явлений неупругой деформации. Следует помнить, что резкие движения могут привести к разрушению кварцевых деталей упругой системы и вывести гравиметр из строя. Резкие механические воздействия в период съемки будут повышать величину и длительность упругого последействия, удлинять интервал стабилизации отсчета и увеличивать погрешность определения приращений силы тяжести.

## ПРИМЕЧАНИЕ АВТОРА

Измерительная система наземных гравиметров (помимо абсолютных) построена по принципу пружинных весов, то есть состоит из эталонного груза, подвешенного на пружине или на системе пружин и рычагов. Относительный гравиметр измеряет приращение силы тяжести (ускорения свободного падения) между отдельными точками, которые в идеале должны приводить к различному статичному положению измерительной системы. Микросейсмические колебания (быстрые нестационарные ускорения) воспринимаются корпусом гравиметра и, соответственно, передаются измерительной системе. Изолировать наземный гравиметр от них невозможно. Обычно это малоамплитудные периодические колебания в диапазоне смещений 1–10 мкм и ускорений в десятые доли миллигал, имеющие период от сотых долей секунд до их десятков. Результаты исследований отечественных гравиметров предыдущего поколения на вибростенде показали зависимость показаний приборов от периода и от амплитуды колебаний. При вибрациях в узких полосах частот свыше 30 Гц наблюдались резонансные явления – отклонения измерительной системы от исходного положения на величину, соответствующую приращению силы тяжести в десятые доли, а иногда и в первые единицы миллигал. В литературе приводится такая оценка: при микросейсмах с периодом в доли или в первые единицы секунд возможны резонансные колебания измерительной системы гравиметра, приводящие к значительным искажениям показаний.<sup>1</sup>

Любые механические воздействия приводят к упругой реакции и явлению упругого последствия в измерительной системе гравиметра, которая не арретируется (фиксируется) при транспортировке. Груз всегда остается в свободно подвешенном состоянии. Инерционность упругого последствия проявляется в том, что после воздействия система не сразу приходит в состояние равновесия, а «сползает» к нему с некоторой задержкой во времени, называемой стабилизацией отсчета. Строго говоря, система никогда не пребывает в состоянии покоя, а всегда колеблется относительно некоторого положения равновесия. При гармонических колебаниях, собственное математическое ожидание которых близко к нулю, положение точки равновесия и определяет величину приращения силы тяжести относительно аналогичного положения на предыдущем пункте измерений. Чем интенсивнее механическое воздействие на гравиметр, тем сильнее изменяется характер упругого последствия, в целом определяющий рабочий режим кварцевой системы. Нелинейные периодические отклонения системы от положения равновесия вследствие описанных выше воздействий называют нелинейным смещением нуля. Поэтому на рабочий режим гравиметра, на характер дрейфа нуля существенно влияют условия транспортировки.

Существует, однако, один нюанс. При отклонении системы от вертикали ее чувствительность к изменениям силы тяжести падает. Однако величина внешних механических помех остается прежней. Поэтому чем больше угол отклонения системы от вертикали, тем больше снижается соотношение сигнала к помехе, снижается ее способность адекватно оценивать изменения силы тяжести на фоне этих помех. Из опыта работы с прибором отмечено, что механические воздействия на корпус гравиметра (например, микросейсмический шум) даже при относительно небольших углах отклонения системы от вертикали (более 25–50 угловых секунд) могут приводить к снижению отношения сигнал/помеха, которое не компенсируется адекватно путем ввода математической поправки за наклон.

<sup>1</sup> Маловичко А.К., Костицин В.И. Гравиразведка: учебник для ВУЗов. М., 1990.



При работе с гравиметром необходимо соблюдать следующие правила:

1) при транспортировке стараться не допускать резких движений, ударов, наклонов, тем более опрокидываний; 2) до начала маршрута прибор необходимо приводить в рабочий режим, т. е., в то состояние механических воздействий, в котором он будет находиться в процессе гравиметрической съемки; 3) в течение рейса нужно стараться сохранять рабочий режим гравиметра неизменным; 4) необходимо брать отсчеты на гравиметрических пунктах через строго определенные промежутки времени после установки прибора.

**Влияние микросейсм и кратковременных (импульсных) помех.** Особо следует отметить влияние микросейсм, вибраций и кратковременных колебаний, вызванных действием ветра, движением транспорта, работой промышленных объектов, воздействием самого оператора и других факторов, способных оказать колебательное воздействие на корпус прибора. Усиление этих помех приводит к увеличению погрешности снятия отсчета либо к полной невозможности измерений, особенно на неустойчивом грунте или другой поверхности. При совпадении периодов собственных колебаний упругой системы гравиметра и внешних колебаний, воспринимаемых его корпусом, возникает явление резонанса, вследствие которого система отклоняется от положения равновесия. Возникает вероятность невозможности снятия показаний.

**Отклонение системы от вертикали.** Направление максимальной механической чувствительности измерительной системы гравиметра совпадает с направлением силы тяжести. Если принимать это направление вертикальным, то любое отклонение системы от вертикали приводит к снижению ее чувствительности в отношении изменений силы тяжести пропорционально косинусам углов наклона. Во избежание этого гравиметр перед началом измерений на каждом пункте нивелируется по уровням. В гравиметрах Autograv CG-5 и CG-6 небольшие отклонения от вертикали при установке прибора компенсируются вводом математической поправки за наклон. Углы отклонений измеряются чувствительными датчиками, расположенными внутри корпуса.

При длительном нахождении неарретированной упругой системы под наклоном система «привыкает» к изменению нагрузки на материал пружины, и при последующем переводе в вертикальное положение показания гравиметра длительное время будут весьма искажены. На повторное «привыкание» материала к нормальной нагрузке требуется время. Поэтому рекомендуется хранить гравиметр строго в вертикальном положении.

### ГЛАВА 6. ПЛОТНОСТЬ МИНЕРАЛОВ И ГОРНЫХ ПОРОД

Гравитационное поле создается массой  $m$ , распределенной в некотором объеме пространства  $\tau$ . Физическая величина, определяемая через массу вещества, распределенную внутри занимаемого им объема, называется плотностью. В гравиразведке плотность обозначается греческой буквой  $\sigma$  (сигма)

$$\sigma = \frac{m}{\tau}. \quad (6.1)$$

Аномалии силы тяжести создаются неоднородным распределением массы вещества в недрах Земли. Плотность горных пород является основным физическим параметром, ответственным за аномальное поле. В каждой точке пространства плотность вещества определяется как отношение массы вещества  $\delta m$  в некотором достаточно малом объеме пространства  $\delta \tau$  к величине этого объема

$$\lim \frac{\delta m}{\delta \tau} = \sigma. \quad (6.2)$$

Следовательно, при  $d\tau \rightarrow 0$   $dm = \sigma d\tau$ , и подставив эту величину в (1.3) получим

$$V = G \int_{\tau} \frac{\sigma d\tau}{\rho}. \quad (6.3)$$

В общем случае плотность есть величина переменная, поскольку неравномерное распределение массы в объеме пространства создает изменение величины плотности масс:  $\sigma = \sigma(x, y, z)$ . Выражается данная величина в гравиразведке в  $\text{г/см}^3$ , реже в  $\text{кг/м}^3$ .

Прямым способом плотность горных пород может определяться в лабораторных условиях при анализе образцов керна пород, отобранного из скважин на участке исследований, косвенно – по результатам геофизических исследований в скважинах.

Масса любого образца горной породы состоит из массы твердой  $m_{\text{т}}$ , жидкой  $m_{\text{ж}}$  и газообразной  $m_{\text{г}}$  фаз вещества в его составе. С другой стороны, объем образца состоит из объема твердой фазы  $\tau_{\text{т}}$  и объема пор  $\tau_{\text{п}}$ . Следовательно, плотность (или объемная плотность) любого образца выражается

$$\sigma = \frac{m_{\text{т}} + m_{\text{ж}} + m_{\text{г}}}{\tau_{\text{т}} + \tau_{\text{п}}}. \quad (6.4)$$

Отношение массы твердой фазы породы к занимаемому ей объему называется минеральной плотностью

$$\delta = \frac{m_{\text{т}}}{\tau_{\text{т}}}. \quad (6.5)$$

Пористость  $n$  (выражается в процентах) горной породы характеризует совокупность пустот в минеральном скелете породы:

$$n = \left(1 - \frac{\sigma_{\text{г}}}{\delta}\right) \cdot 100\%, \quad (6.6)$$

где  $\sigma_{\text{г}}$  – плотность газонасыщенных пород.

Отношение объема пор  $\tau_{\text{п}}$  ко всему объему образца  $\tau$  называется коэффициентом общей пористости

$$k_{\text{п}} = \frac{\tau_{\text{п}}}{\tau}. \quad (6.7)$$

Плотности образцов пород представляют собой «точечные» данные, характеризующие малые объемы среды. «Точечные» значения плотности отличаются от плотностей пород в естественном залегании и от плотностей объемов геологической среды, которыми оперируют при решении обратных задач гравиразведки. Большие объемы пространства включают в себя микро- и макронеоднородности геологического строения, которые не могут быть исследованы при анализе керна. Поэтому плотности образцов керна не всегда применимы напрямую для интерпретации гравитационных аномалий, но в качестве априорной информации помогают сформировать начальные представления о плотностях пород в естественном залегании.

## §1. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛОТНОСТИ ОБРАЗЦОВ ГОРНЫХ ПОРОД

Плотность образцов горных пород в лабораторных условиях определяют методом гидростатического взвешивания. Для определения плотности породы, которую она имела в естественном залегании, взвешиванию подвергают свежезапарафинированный образец. Парафин заполняет поровое пространство, незанятое жидкой и газообразной фазами (флюидом). Если порода практически непроницаема для воды, то обходятся без парафинирования. Для получения плотности водонасыщенного образца его предварительно насыщают водой, а плотность газонасыщенной породы измеряют после длительного ее просушивания в лабораторной печи. Критерием водонасыщения образца

(равно, как и удаления влаги из него) является стабилизация его массы. Иногда образец вместо парафинирования покрывают лаком.

При взвешивании последовательно получают: массу образца без парафиновой оболочки  $m_1$ , массу образца после парафинирования  $m_2$ , массу образца, погруженного в воду  $m_0$ . Плотность образца вычисляют по формуле

$$\sigma = \frac{m_1}{[m_1 - m_0 - k(m_2 - m_1)]}, \quad (6.8)$$

где  $k = (1/\sigma_{\text{п}}) - 1$ ;  $\sigma_{\text{п}}$  - плотность парафина.

Если парафинирование не производилось или массой парафина можно пренебречь, то

$$\sigma = m_1 / (m_1 - m_0). \quad (6.9)$$

Плотность сыпучей породы (песка, почвы и пр.) получают пикнометрическим методом, т. е. взвешиванием определенного ее объема

$$\sigma = (m - m') / \tau, \quad (6.10)$$

где  $m$  – масса пикнометра (цилиндра) с породой;  $m'$  – его собственная масса;  $\tau$  – объем породы.

Взвешивание пористых и рыхлых образцов вместо парафинирования или покрытия лаком может производиться в керосине. Образец взвешивают в воздухе ( $m$ ), затем насыщают керосином, после чего измеряют массу образца, насыщенного керосином, в воздухе ( $m_1$ ) и в керосине ( $m_2$ ). Плотность образца определяют по формуле

$$\sigma = m\delta_{\text{к}} / (m_1 - m_2), \quad (6.11)$$

где  $\delta_{\text{к}}$  – плотность керосина.

Этот способ может быть рекомендован для определения плотности углей, каменной соли и сильно засоленных пород<sup>1</sup>.

Для определения минеральной плотности породу дробят до частиц, проходящих через сито с отверстием 0,25 мм<sup>2</sup>. Объем скелета находят путем взвешивания тарированного пикнометра с жидкостью (керосин, вода или спирт) и порошком породы. Жидкость и порошок породы предварительно вакуумируют для удаления воздуха.

<sup>1</sup> Насыщение образцов керосином или водой при определении их плотности, как и других физических свойств, следует проводить в вакууме, постепенно поднимая уровень жидкости, чтобы насыщение происходило за счет капиллярного натяжения

Плотность горных пород в естественном залегании определяют двумя способами: гравиметрическими измерениями в скважинах (гравиметрический каротаж) и подземных выработках, гамма-гамма каротаж скважин. Среднюю плотность пород промежуточного слоя часто можно определить по данным наземной гравиметрической съемки, используя корреляционно-статистический метод Неттлетона.

## **§2. ПЛОТНОСТЬ МИНЕРАЛОВ**

Плотность химически чистых простых твердых веществ характеризуется постоянным, строго определенным значением. Плотность минералов определяется массой составляющих их химических элементов и строением электронных оболочек атомов, обуславливающих кристаллохимические особенности структур – формы кристаллической связи, конституцию и габитус кристаллов.

Большинство породообразующих минералов имеют ионную или ковалентную форму кристаллической связи и характеризуются плотностью 2,2–3,5 г/см<sup>3</sup> (реже до 4,5 г/см<sup>3</sup>). Рудным минералам с ковалентно-металлической и ионно-металлической формами кристаллической связи присуща большая плотность. Очень широкие пределы изменения плотности наблюдаются при металлической форме связи; самородные металлы имеют самую высокую плотность (табл. 6.1).

## **§3. ПЛОТНОСТЬ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД**

Придерживаясь иерархии «химический элемент-минерал-горная порода», следует отметить, что минеральная плотность горных пород во многом определяется их составом. Закономерное изменение плотности интрузивных пород и их минерального состава иллюстрирует рис. 6.1. Возрастание плотности в нормальном ряду гранит-периidotит происходит в результате постепенного уменьшения содержания микроклина и кварца, увеличения количества и основности плагиоклазов, изменения количества роговой обманки и появления пироксенов, которые в группе ультраосновных пород становятся главными породообразующими минералами. Характеристика плотности пород соответствует нормальному содержанию акцессорных минералов, которое сравнительно постоянно. В районах рудных месторождений часто наблюдается повышенное содержание акцессорных (рудных) минералов до 5–8% и более, что приводит к возрастанию плотности пород, если одновременно не происходят их метасоматические изменения.

Таблица 6.1

**Плотность некоторых породообразующих и рудных минералов<sup>1</sup>, г/см<sup>3</sup>**

Минерал	Плотность чистой или наиболее распространенной разновидности	Пределы изменений плотности	Минерал	Плотность чистой или наиболее распространенной разновидности	Пределы изменений плотности
Алмаз	3,52	–	<i>Карбонат:</i>		
<i>Амфибол:</i>			доломит	2,87	1,8–3,15
астофиллит	3,0–3,15	2,8–3,4	кальцит	2,715	2,6–2,8
актинолит	3,1–3,2	2,9–3,35	магнезит	2,96	2,9–3,1
тремолит	2,99–3,0	2,9–3,1	сидерит	3,89	3,0–3,9
роговая обманка	3,15–3,25	3,0–3,47	Касситерит	7,03	6,8–7,1
Ангидрит	2,96	2,8–3,0	Корунд	4,02	
Апатит	3,18–3,21	3,16–3,27	Лимонит	3,5–3,8	2,7–4,4
Барит	4,5	4,3–4,7	Маггемит	4,88	–
Борнит	–	4,9–5,2	Магнетит	5,17	–
Вольфрамит	7,1–7,5	6,7–7,5	Малахит	–	3,9–4,03
Галит	2,168	–	Монацит	5,3	4,9–5,5
Галенит	7,05–7,15	–	Монтмориллонит	2,5	2,04–2,52
Гипс	2,3	2,3–2,4			
<i>Гранат:</i>			Нефелин	2,62	2,55–2,65
альмандин	4,25	3,69–4,33	Опал	1,9–2,1	1,9–2,5
гроссуляр	3,53	3,53–3,71	<i>Оливин:</i>		
пироп	3,51	3,5–3,8	форстерит	3,22	–
спессартин	4,18–4,27	3,8–4,25	оливин	3,3–3,5	–
Графит	2,2	2,09–2,25	<i>Пироксен:</i>		
Ильменит	4,79	4,7–5,2	авгит	3,28	–
<i>Калиевый полевой шпат:</i>			бронзит	3,3	–
			волластонит	2,8–2,9	2,79–2,91
микроклин	2,55	–	геденбергит	3,55	3,5–3,6
ортоклаз	2,57	–	гиперстен	3,34	–

<sup>1</sup> Плотности пород и минералов заимствованы из источника *Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика. М., 1984*

Минерал	Плотность чистой или наиболее распространенной разновидности	Пределы изменений плотности	Минерал	Плотность чистой или наиболее распространенной разновидности	Пределы изменений плотности
<i>Пироксен:</i>			<i>Турмалин:</i>		
диопсид	3,27	–	дравит	3,05	–
эгирин	3,5–3,56	3,43–3,6	шерл	3,16	2,9–3,2
Кварц	2,65	–	Уранинит	–	10,3–10,6
Каолинит	2,58–2,6	–	Флюорит	3,18	3,01–3,25
Пирит	4,91–5,02	–	Халцедон	–	2,59–2,64
Пирротин	4,7	4,58–4,7	Халькозин	–	5,5–5,8
Рутил	4,23	4,18–4,23	Халькопирит	–	4,1–4,3
Серпентин	–	2,5–2,6	<i>Хлорит:</i>		
Сильвин	1,99	–	пеннин	2,6–2,84	2,6–3,0
<i>Слюда:</i>			амезит	2,71	–
биотит	3–3,12	2,69–3,12	клинохлор	2,65–2,78	–
лепидолит	2,8–2,9	–	Хлоритоид	3,4–3,6	3,3–3,6
мусковит	2,76–3,1	2,5–3,1	Хромит	4,1–4,5	–
флогопит	2,75–2,83	2,7–2,83	Циркон	4,68–4,7	3,8–4,86
Сфалерит	3,9–4	3,5–4,2	Шеелит	–	5,8–6,2
Сфен	3,4–3,56	3,29–3,56	Шпинель	3,6	3,5–3,7
Тальк	2,78	2,7–2,8	Эпидот:		
Титаномагнетит	4,72	4,4–4,9	Цоизит	3,25–3,36	–
			Клиноцоизит	3,35–3,38	–
Топаз	3,4–3,55	–	Ортит	4,1	3,5–4,1

Уплотненные текстуры и полнокристаллические структуры интрузивных пород обуславливают их небольшую пористость. Несколько повышенная пористость, и как следствие, несколько пониженная плотность пород в обнажениях связана с их механическим выветриванием. Влияние структуры пород на их плотность наблюдается редко; для большинства интрузивных пород различие выражается в тысячных долях грамма на кубический сантиметр.

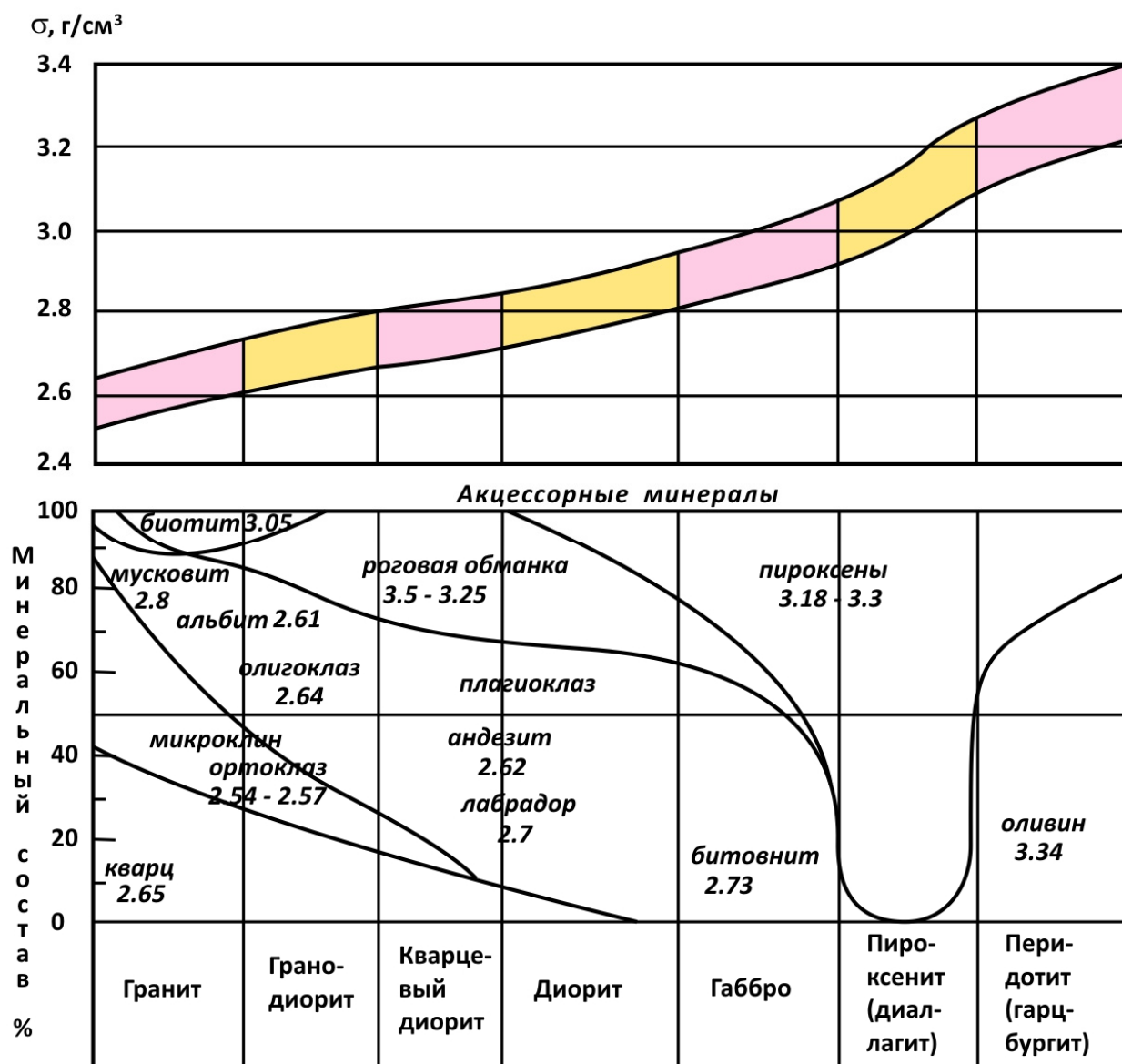


Рис. 6.1. Пределы изменения плотности и схема минерального состава средних типов интрузивных пород (цифрами указаны плотности минералов, г/см³)

Плотность интрузивных пород в зависимости от их основности приводится в табл. 6.2.

Средние значения плотности наиболее распространенных петрографических типов эффузивных образований приведены в табл. 6.3. При общем повышении плотности от кислых к основным эффузивам устанавливается более высокое значение средней плотности для всех разновидностей палеотипных пород по отношению к кайнотипным<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Под палеотипными эффузивными породами согласно А.Н. Заварицкому понимаются породы, измененные в процессе диагенеза (диабазы, порфириты и др.); под кайнотипными понимаются неизмененные или слабо измененные породы (базальты, андезиты и др.)



Таблица 6.2

Плотность интрузивных пород, г/см<sup>3</sup>

Порода	Среднее значение	Пределы изменений
<b>Кислого состава</b>		
Гранит:	2,59	2,55–2,68
аляскитовый микроклиновый	2,57	2,55–2,63
двуслюдяной	2,57	2,55–2,58
биотитовый	2,6	2,56–2,64
биотит-роговообманковый	2,64	2,6–2,68
рапакиви	2,59	2,56–2,6
Плагиигранит	2,63	2,54–2,65
Пегматит и аплит	2,62	2,54–2,65
Гнейсогранит	2,61	2,5–2,65
Гранодиорит	2,69	2,64–2,78
<b>Среднего и основного состава</b>		
Диорит:	2,81	2,67–2,92
кварцевый	2,75	2,65–2,81
биотит-роговообманковый	2,78	2,76–2,85
роговообманковый	2,89	2,83–2,9
Лабрадорит	2,67	2,63–2,69
Анортозит	2,73	2,7–2,76
Габбро:	2,95	2,85–3,05
пироксеновое	2,93	2,89–2,98
роговообманковое	2,9	2,87–2,99
кварцевое (лейкократовое)	2,85	2,75–2,99
оливиновое	3,08	3,02–3,1
Габбро-норит	2,95	2,9–3,09
Норит	3,0	2,94–3,05
Габбро и габбро-норит амфиболизированные	2,86	2,8–2,87
<b>Ультраосновного состава</b>		
Оливинит-дунит:		
оливинит	3,3	–
дунит	3,2	–
дунит слабосерпентинизированный	3,15	3,0–3,23
дунит серпентинизированный	–	2,6–3,0
Перидотит:		
гарцбургит	3,27	3,23–3,3
лерцолит	–	3,0–3,2
верлит	2,98	2,87–2,99
разного состава	3,2	2,88–3,29
серпентинизированный	–	2,6–3,0
Пироксенит:		
бронзитит	3,24	3,22–3,3
диаллагит	3,2	3,11–3,28
разного состава	3,18	2,9–3,4

Таблица 6.3

**Плотность эффузивных пород, г/см<sup>3</sup>**

Порода	Среднее значение	Пределы изменений
Липарит:		
пемзовый	2,1	1,9–2,2
миндалекаменный	2,3	2,15–2,45
массивный	2,5	2,4–2,6
Порфир кварцевый	2,6	2,55–2,65
Андезит:		
пемзовый	2,1	1,9–2,2
миндалекаменный	2,35	2,15–2,5
массивный	2,6	2,45–2,65
Порфирит андезитовый	2,75	2,6–2,8
Кератофир, альбитофир	2,65	2,6–2,7
Базальт:		
пемзовый	2,1	2,0–2,15
пузырчатый	2,3	2,1–2,45
миндалекаменный	2,5	2,4–2,6
массивный	2,75	2,6–2,8
Диабаз	2,85	2,75–3,1
Меймечит	2,9	2,9–3,0

Широкий диапазон изменения плотности эффузивных пород близкого минерального состава обусловлен: 1) различием первоначальной структуры и текстуры; 2) последующими изменениями. Структура и текстура кайнотипных разностей в большей мере зависят от скорости остывания лавовых потоков. При быстром остывании лав и значительном количестве газов образуются пористые текстуры (пемзоватые, пузырьчатые, миндалекаменные и др.) и стекловатые структуры. При медленном остывании стекло успевает раскристаллизоваться и породы становятся кристаллическими. Различные структуры и текстуры могут встречаться в одном лавовом потоке (в различных его частях), что приводит к большой неоднородности пород по плотности.

Постепенное «старение» пород обуславливает появление микрокристаллитов, возникающих с течением времени как самопроизвольно, так и при воздействии температуры и давления. В дальнейшем в палеотипных разностях породы приобретают зернистую кристаллическую структуру. При полной раскристаллизации влияние структуры на плотность уменьшается, и последняя зависит, главным образом, от минерального состава пород.

#### §4. ПЛОТНОСТЬ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

При метаморфических преобразованиях горных пород, приспособляющихся к новым термодинамическим условиям, происходит изменение их физических свойств и, прежде всего, плотности. По общему химическому составу метаморфические породы близки к магматическим, но в отдельных группах он менее постоянен. Минеральный состав пород характеризуется большим разнообразием, что приводит к значительным вариациям плотности одноименных петрографических групп пород. Структуры пород полнокристаллические, текстуры уплотненные, что определяет небольшую пористость пород и зависимость их плотности преимущественно от минерального состава. Специфичная для метаморфических пород сланцеватость на плотность существенного влияния не оказывает, а брекчевидность приводит к непостоянству значений плотности в отдельных образцах.

Региональный метаморфизм пород возникает вследствие изменения температуры и давления в земной коре в пределах значительных площадей; он проникает на большую глубину и проявляется при складчатых процессах. В зависимости от температуры и давления, а также химического состава исходных пород (осадочных, интрузивных, эффузивных) возникают ассоциации минералов, образующие породы определенного состава, объединяющиеся в фации регионального метаморфизма. Усиление степени метаморфизма пород от зеленосланцевой фации к эклогитовой сопровождается увеличением плотности (табл. 6.4).

Процессы динамометаморфизма (катакластического метаморфизма) развиваются вдоль тектонических нарушений, надвигов или сбросов и особенно характерны для зон глубинных разломов. Изменение пород возникает вследствие стресса (направленного давления) и проявляется в их рассланцевании и перекристаллизации.

При слабом проявлении метаморфизма отмечаются преимущественно только рассланцевание и образование катаклизованных пород (катаклизованных габбро, гранитов, порфиритов и др.), сопровождающиеся понижением плотности за счет текстурных изменений. При большом стрессе происходит одновременно перекристаллизация пород, часто сопровождающаяся привносом вещества, в результате чего плотность пород не изменяется или возрастает (табл. 6.5).

Таблица 6.4

**Плотности горных пород, образовавшихся в результате регионального метаморфизма, г/см<sup>3</sup>**

Фация	Порода	Среднее значение	Пределы изменений
Зеленых сланцев	Филлит	2,7	2,6–2,8
	Кварцит серицитовый	2,58	2,56–2,6
	Сланец микрокристаллический:		
	кварцево-серицитовый	2,64	2,6–2,66
	кварцево-хлоритовый	2,7	2,62–2,75
	кремнистый	2,6	2,58–2,65
	хлоритовый	2,76	2,72–2,8
	Сланец актинолита-хлоритовый	2,86	2,8–2,9
	Сланец слюдистый	2,65	2,6–2,75
	Известняк мраморизованный	2,67	2,65–2,68
Эпидот-амфиболовая	Кварцит	2,64	2,62–2,65
	Мрамор	2,7	2,68–2,72
	Сланец кристаллический:		
	биотитовый	2,63	2,62–2,63
	биотит-роговообманковый	2,7	2,68–2,75
	биотит-эпидот-роговообманковый	2,72	2,70–2,75
	роговообманковый	2,77	2,75–2,8
	глиноземистый со ставролитом и гранатом	2,75	2,7–2,8
Амфиболовая	Гнейс:		
	двуслюдяной	2,6	2,58–2,62
	биотитовый	2,63	2,6–2,68
	глиноземистый	2,74	2,7–2,78
	амфиболовый	2,85	2,75–2,9
	пироксеновый	2,87	2,8–2,99
	Амфиболит:		
	полевошпатовый	2,87	2,8–2,95
	мономинеральный	3,0	2,95–3,1
	гранатовый	3,1	3,0–3,2
Гранулитовая	Гранулит кислого состава	2,72	2,6–2,85
	Гиперстеновый сланец	3,05	2,9–3,25
Эклогитовая	Эклогит	–	3,2–3,4

Процессы ультраметаморфизма вызывают наиболее глубокие изменения горных пород, при которых происходят перекристаллизация, метасоматоз, частичное или полное расплавление. Все эти преобразования сопровождаются разуплотнением пород, что свидетельствует об их приспособлении к условиям

меньших давлений, и протекании процесса в условиях повышенных температур (табл. 6.5).

Таблица 6.5

**Плотность горных пород, образовавшихся при различных метаморфических процессах, г/см<sup>3</sup>**

Метаморфизм	Порода, формация	Среднее значение	Пределы изменений
Ультраметаморфизм	Чарнокит:		
	габбро-диорит-чарнокитовая	2,75	2,7–2,85
	диорит-чарнокит-гранитовая	2,7	2,65–2,75
	чарнокит-гранитовая	2,65	2,6–2,7
	мigmatит-гранитовая	2,58	2,56–2,62
	Мigmatит-плаггиогранит	2,65	2,63–2,65
	Мigmatит	2,65	2,62–2,7
Контактовый	Сланец пятнистый	2,55	2,5–2,7
	Роговик	2,74	2,6–2,85
	Скарн	–	2,85–3,45
	Кварцит	2,62	2,57–2,68
Аутометаморфизм	Гипербазит:		
	слабосерпентинизированный	–	2,9–3,1
	интенсивно серпентинизированный	–	2,6–2,9
	Серпентинит	2,5	2,45–2,55
	Карбонатит	2,65	2,6–2,7
	Габбро амфиболизированное	2,85	2,8–2,9

Процессы аутометаморфизма (серпентинизация и амфиболизация) охватывают значительные площади массивов. В процессе серпентинизации происходят разложение минералов с высокой плотностью (пироксенов, оливина) и образование малоплотного серпентина при небольшом процентном содержании магнетита и других акцессорных минералов. Процесс протекает постепенно и характеризуется также постепенным уменьшением плотности пород. Наименьшую плотность имеют серпентиниты. Их дальнейшее изменение – карбонатизация приводит к новому увеличению плотности.

При амфиболизации происходит разложение пироксена с образованием амфибола и плаггиоклазов с кристаллизацией хлорита, серицита и эпидота, минералов с меньшей плотностью. Измененные породы, как следствие, характеризуются пониженной плотностью (табл. 6.5).

Гидротермально-метасоматические изменения горных пород сопутствуют формированию главнейших типов магматогенных рудных месторождений. По влиянию на плотность пород гидротермально-

метасоматические процессы подразделяются на два типа. В первый тип объединяются процессы серицитизации, хлоритизации, аргиллитизации и окварцевания пород, которые приводят к понижению плотности. Причинами этого являются образование новых, менее плотных минералов (по сравнению с минералами исходных пород) и увеличение пористости. Процессы второго типа (эпидотизация и грейзенизация) протекают преимущественно с увеличением плотности пород за счет новообразования таких плотных минералов, как эпидот, слюда и топаз (табл. 6.6).

Таблица 6.6

**Изменение плотности горных пород при гидротермально-метасоматических процессах (по А.А.Смелову, Р.С.Сейфулину и др.)**

Порода	Плотность неизменной породы, г/см <sup>3</sup>	Процесс	Плотность измененной породы, г/см <sup>3</sup>	Месторождение, массив
Гранодиорит	2,65	Серицитизация	2,55	Саран
Песчаник	2,69	Серицитизация	2,4	Акташ
Гранодиорит	2,67	Хлоритизация	2,61	Умит
Песчаник	2,69	Аргиллитизация	2,62	Акбастау-Кусмурун
Порфирит	2,74–2,8	Окварцевание и эпидотизация	2,65	Акбастау-Кусмурун
Диорит и гранодиорит	2,7–2,9	Альбитизация и окварцевание	2,58–2,65	Магаданский
Гранодиорит	2,62–2,65	Серицитизация и грейзенизация	2,5–2,54	Саран
Гранит	2,58–2,61	Грейзенизация с образованием:		
		кварцевых грейзенов	2,59–2,62	Коунрадский
		слюдисто-кварцевых грейзенов	2,69–2,72	Коунрадский
		слюдисто-топаз-кварцевых грейзенов	2,77–2,83	Коунрадский
Кварцевый диорит	2,78	Эпидотизация	3,0	Кусмурун
Порфирит	2,7–2,8	Эпидотизация	2,85–2,95	Кусмурун

На гидротермально-метасоматические процессы часто накладываются процессы гипергенного изменения пород, приводящие к значительному снижению плотности пород. Поскольку в околорудных и надрудных зонах преимущественно развиты процессы первого типа и часто наблюдаются

гипергенные изменения, в большинстве случаев вторичные изменения пород на рудных месторождениях сопровождаются понижением плотности.

При гипергенных процессах вследствие механического и химического выветривания, главным образом, в результате действия поверхностных вод, происходит существенное изменение состава пород с образованием разностей, близких к типичным метасоматитам. Замена минеральных комплексов большей плотности минеральными ассоциациями меньшей плотности, а также разрушение пород и увеличение пористости приводят к значительному понижению плотности. Породы кислого состава подвергаются выветриванию значительно сильнее, чем основные.

В результате гипергенеза создается кора выветривания обычно глинисто-слюдистого или хлорито-гидрослюдистого состава, часто пропитанная гидроокислами железа, содержащая обломки кварца, микроклина, чешуек биотита, в ряде случаев с повышенным содержанием циркона, апатита и редких элементов. Изменение плотности и других физических свойств отмечается на значительно большей глубине (до 50–100 м), чем фиксируемая глубина коры выветривания по геологическим данным.

## **§5. ПЛОТНОСТЬ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД**

Плотность осадочных пород зависит от плотности минерального скелета, пористости, обусловленной структурой и диагенезом пород, и плотности жидкой или газовой фазы, заполняющей поры. Пористость может изменяться в результате уплотнения осадочных пород, геостатического и тектонического воздействий, стресса или растрескивания при тектонических процессах, а также в результате выщелачивания или, наоборот, осаждения минеральных частиц из растворов в пустотах пород.

Плотность осадочных пород изменяется в пределах 1,2–3,0 г/см<sup>3</sup>, но более часто в пределах 1,5–2,8 г/см<sup>3</sup>. На изменение плотности песчано-глинистых пород в основном влияет степень их диагенеза. Плотность карбонатных пород в большей мере зависит от структуры и степени трещиноватости. В табл. 6.7 приведены пределы изменения и наиболее часто встречающиеся значения плотности различных литологических разностей осадочных пород. Графики, представленные на рис. 6.2 показывают соотношение между объемной плотностью горных пород и их минеральной плотностью при различной постоянной пористости. Увеличение пористости в норме приводит к уменьшению плотности пород.

Таблица 6.7

**Плотность осадочных горных пород, г/см<sup>3</sup>**

Порода	Наиболее часто встречающиеся значения	Пределы изменений
<b>Глинистые породы</b>		
Глина	–	1,2–2,4
Аргиллит	2,3–2,4	1,7–2,9
Глинистый сланец	2,4–2,6	2,3–3,0
<b>Песчано-обломочные породы</b>		
Песок	1,5–1,7	1,3–2,0
Алевролит	2,3–2,5	1,8–2,8
Песчаник	2,5–2,6	2,0–2,9
Песчаный сланец	2,6–2,7	2,3–3,0
Брекчия	–	1,6–3,0
Конгломерат	–	2,1–3,0
<b>Карбонатные, гидрохимические, кремнистые породы</b>		
Мергель	2,2–2,4	1,5–2,8
Известняк	2,6–2,7	1,8–2,9
Доломит	2,6–2,8	1,9–3,0
Гипс	2,4–2,5	2,1–2,5
Ангидрит	2,5–2,6	2,4–2,9
Соль каменная	–	2,2–2,3
Опока	–	1,0–1,6
Кремень	–	2,3–2,6

Для осадочного покрова платформ наблюдается четыре стадии диагенеза: ранний диагенез, превращающий осадки в породы; ранний катагенез, выражающийся в уплотнении и цементации пород; поздний катагенез, приводящий к образованию пород с сильно уплотненными текстурами; метadiaгенез, при котором происходит частичное изменение состава пород, наблюдающееся при складчатых процессах.

Диагенез и катагенез пород происходят под действием возрастающего геостатического давления и выражаются в постепенном уменьшении пористости и увеличении плотности пород. Поэтому разновозрастные осадочные образования одного типа, но с разных глубин, могут существенно различаться по пористости и плотности.

Для осадочных пород характерно необратимое компрессионное уплотнение, интенсивность которого замедляется по мере увеличения глубины залегания пород.



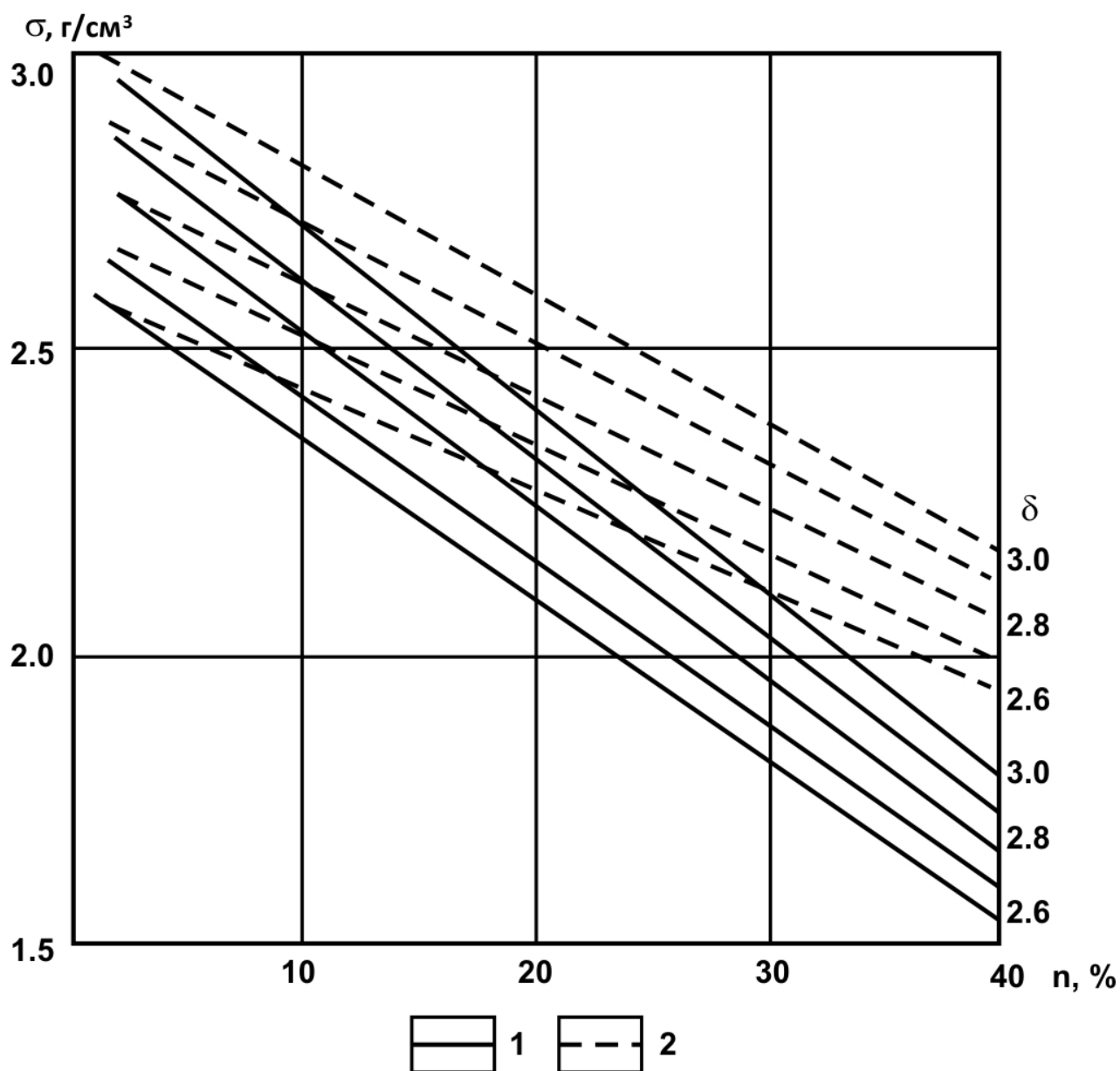


Рис. 6.2. Соотношение между плотностью и пористостью осадочных пород

Породы различной минеральной плотности: 1 – газонасыщенные;  
2 – водонасыщенные; шифр кривых –  $\delta$ , г/см³ (по М.Л. Озерской)

В складчатых регионах плотность осадочных пород характеризуется резкими изменениями – в зависимости от степени диагенеза в отдельных структурно-тектонических зонах и в разных структурных этажах. Наблюдается латеральная зональность плотности пород.

## ГЛАВА 7. ОСНОВЫ КАРТОГРАФИИ

Данная глава, которая является сопроводительной для основных разделов, включена в учебное пособие по нескольким причинам. Гравиразведка представляет собой картировочный метод (если не учитывать гравиметрический каротаж). Карты, цифровые и аналитические модели гравитационного поля являются отправной точкой при геологической интерпретации, а для их построения необходима информация о планово-высотном положении гравиметрических пунктов. Ни в одном другом геофизическом методе не предъявляется столь высоких требований к топографо-геодезическому обеспечению.

Это объясняется тем, что для вычисления аномалий силы тяжести необходимо корректировать наблюдаемые значения с использованием топографических данных. Незначительные, казалось бы, погрешности в определении координат и высот гравиметрических пунктов приводят к значительным погрешностям в определении аномалий силы тяжести относительно их полной амплитуды, которая часто составляет десятые и сотые доли миллигал. Гравиразведчик должен иметь достаточные знания в геодезии и картографии для грамотного выполнения гравиметрической съемки, обработки и интерпретации аномальных полей.

### §1. СИСТЕМЫ КООРДИНАТ И КАРТОГРАФИЧЕСКИЕ ПРОЕКЦИИ

Математическую основу любых карт составляют эллипсоид относимости (референц-эллипсоид), масштаб и картографическая проекция. Масштаб определяет степень уменьшения картографируемого изображения на карте и степень детализации при построении этого изображения.

Картографическая проекция, обуславливая переход от условной математической поверхности (поверхности эллипсоида) к плоскости, определяет закон распределения возникающих при этом искажений.

При мелкомасштабном картографировании наиболее удобно использовать общую для Земли систему координат, в которой положения точек определяются геодезическими широтами и долготами. Хранение этих широт в базах данных геоинформационных систем позволяет отображать географическую ситуацию в разных, наиболее подходящих для различных задач, картографических проекциях. Для получения топографических карт, крупномасштабных тематических карт и создания координатной среды в

геоинформационных системах более удобны плоские прямоугольные координаты.

При построении карт на плоскости следует знать, что сферическую поверхность Земли невозможно развернуть в плоскость без искажений (рис. 7.1). При различных способах отображения на плоскость данных, полученных на реальной поверхности Земли, неизбежно будут возникать искажения отдельных частей изображаемого материала (изогипс рельефа земной поверхности, изоаномал геофизических полей, географических объектов). Величины искажений могут быть значительными или малоощутимыми, но возникают всегда. Сохранение каких-либо отдельных свойств изображения осуществляется только за счет нарушения других.

Для того чтобы на карте можно было производить измерения расстояний, площадей, углов и направлений, к картографическому изображению предъявляются следующие требования: 1) оно должно быть подчинено определенному математическому закону, позволяющему определять в любой точке карты масштаб (искажение длин), искажение площадей, углов и форм; 2) искажение картографируемой территории должно быть как можно меньшим; 3) изображение должно быть непрерывным, сплошным; 4) отображение должно быть однозначным – каждой точке на земной поверхности должна соответствовать одна единственная точка на карте.

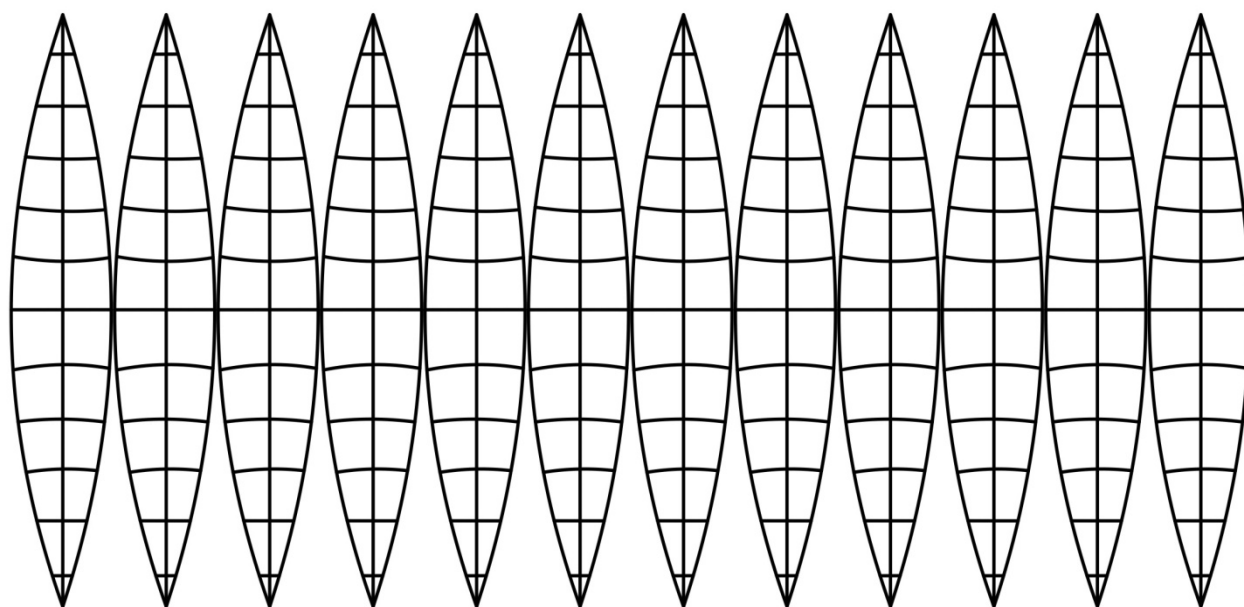


Рис. 7.1. Поверхность глобуса, разделенная на зоны по меридианам

Физическая поверхность Земли является сложной и неправильной, поэтому при картографировании, прежде чем переходить к плоскому изображению, ее проектируют на условную вспомогательную, более простую математическую поверхность, наиболее близкую к фигуре Земли – поверхность эллипсоида.

Обязательным элементом математической основы является система разграфки карты на листы заданного масштаба, которая определяет количество и величину листов карты. Данная система имеет свою номенклатуру, определяющую символическое наименование каждого листа.

В гравиметрии и геодезии под фигурой Земли понимают фигуру, ограниченную поверхностью равного потенциала силы тяжести, совпадающей с уровнем невозмущенной воды в океанах, мысленно распространенной на территорию континентов – геоид. Ввиду неравномерного распределения масс в земной коре направление силы тяжести (направление отвесной линии) испытывает отклонения от направления нормали к эллипсоиду, вследствие чего поверхность геоида имеет многочисленные расхождения от поверхности эллипсоида. Геоид имеет неправильную, нематематическую форму и не может быть использован для проектирования физической поверхности Земли. Из наиболее простых математических фигур к поверхности геоида ближе всего подходит поверхность эллипсоида вращения с малым сжатием у полюсов.

Референц-эллипсоидом (эллипсоидом относимости) называется земной эллипсоид определенных размеров, определенным образом ориентированный в теле Земли, на поверхность которого переносятся результаты всех геодезических и топографических работ. Ориентирование эллипсоида в теле Земли означает установление определенных значений географических координат исходного пункта и азимута с него на смежный пункт, а также принятие высоты эллипсоида над поверхностью геоида в этом пункте. Тот пункт триангуляции, который является исходным и координаты которого определяются астрономическим путем, называется началом триангуляции, а его широта, долгота и азимут с него на смежный пункт называются исходным геодезическим датумом.

Размеры принятого эллипсоида относимости и исходный геодезический датум составляют систему геодезических координат, в которой вычисляются координаты всех пунктов триангуляции и полигонометрии на поверхности эллипсоида, используемых в качестве опорных при топографических,

картографических и других работах, связанных с измерениями на земной поверхности.

Общим земным эллипсоидом называется эллипсоид, поверхность которого наиболее близка к поверхности геоида в целом. Местные (частные) эллипсоиды близки к поверхности геоида только в отдельных его частях. Большинству этих эллипсоидов присвоено имя ученого, определившего его параметры. В 1946 г. в СССР были введены новый референц-эллипсоид (Красовского), наилучшим образом приближавший геоид именно на данной территории, и новые исходные данные, определяющие Пулковскую систему координат 1942 г. (центром которой является пункт в аэропорту Пулково). Эллипсоид Красовского представляет собой случай местного эллипсоида.

В 1963 г. с целью усиления режима секретности в СССР была введена новая система прямоугольных координат, основанная на проекции Гаусса (данная проекция рассмотрена ниже) с шести- и трехградусными зонами, осевые меридианы которых в разных частях территории нашей страны («районах») были сдвинуты на произвольные числа. Кроме того, были сдвинуты начала прямоугольных систем координат в разных «районах». В этой системе издано большое число топографических карт и выполнено определение координат значительного числа геодезических пунктов. Поэтому система координат 1963 г. все еще широко используется в практике геодезических и топографических работ несмотря на определенные ее недостатки.

В современных системах глобального позиционирования используются общеземные модели эллипсоидов. Например, система спутниковой навигации GPS (Global Positioning System, USA) опирается на общеземной эллипсоид WGS84 (его ранние версии – WGS60, WGS66 и WGS72). Российская система спутниковой навигации ГЛОНАСС основана на модели Земли ПЗ-90 (параметры Земли 1990 г.).

В пределах крупных городов и промышленных зон приняты локальные системы координат со своим нулевым репером. Горнодобывающие предприятия, имея свои системы координат, ведут учет объектов в них. Зная параметры локальной системы, отличающие ее от государственной, можно осуществить перевод координат объектов из одной системы в другую.

Картографической проекцией называется способ или закон изображения поверхности земного эллипсоида на плоскости. При изображении земной

поверхности на плоскости меридианы и параллели являются основой, и их отображение по принятому математическому закону называется картографической (нормальной) сеткой.

Положение точки на земном эллипсоиде определяется географическими координатами (широтой  $\varphi$  и долготой  $\lambda$ ), а на плоскости – при помощи прямоугольных координат  $(x, y)$ . Если известна функциональная зависимость прямоугольных координат точки на плоскости от географических координат соответствующей точки на эллипсоиде, то можно перенести любую точку или линию с земного эллипсоида на плоскость. Очевидно, что картографическая проекция может быть задана двумя уравнениями, при помощи которых, зная широту и долготу точки на земной поверхности, можно определить ее координаты на плоскости.

Картографические проекции классифицируются по двум основным признакам: 1) по характеру искажений; 2) по виду меридианов и параллелей нормальной картографической сетки. По характеру искажений проекции делятся на:

- равноугольные (конформные), в которых сохраняется равенство углов, но искажаются длины линий и площади фигур;
- равновеликие (эквивалентные), в которых сохраняется пропорциональность площадей изображаемых фигур, но искажаются длины линий и углы;
- равнопромежуточные (являются частным случаем произвольных), в которых сохраняется масштаб вдоль определенных (главных) направлений, но искажаются углы и площади изображаемых фигур;
- произвольные, в которых искажаются углы, длины линий и площади изображаемых фигур, но в меньшей степени, чем в равноугольной или равновеликой проекции.

Более подробно о видах проекций можно прочесть в специализированной литературе.

По виду меридианов и параллелей нормальной картографической сетки проекции подразделяются на конические, цилиндрические, азимутальные, псевдоконические, псевдоцилиндрические, поликонические и пр. Причем в пределах каждого класса могут существовать разные по характеру искажений проекции (равноугольные, равновеликие и т.д.).

Коническими называются такие проекции, в которых параллели нормальной сетки изображаются дугами концентрических окружностей, а меридианы – их радиусами. Геометрически картографическую сетку в этих проекциях можно получить путем проектирования меридианов и параллелей на боковую поверхность конуса с последующим разворачиванием этой поверхности в плоскость (рис. 7.2).

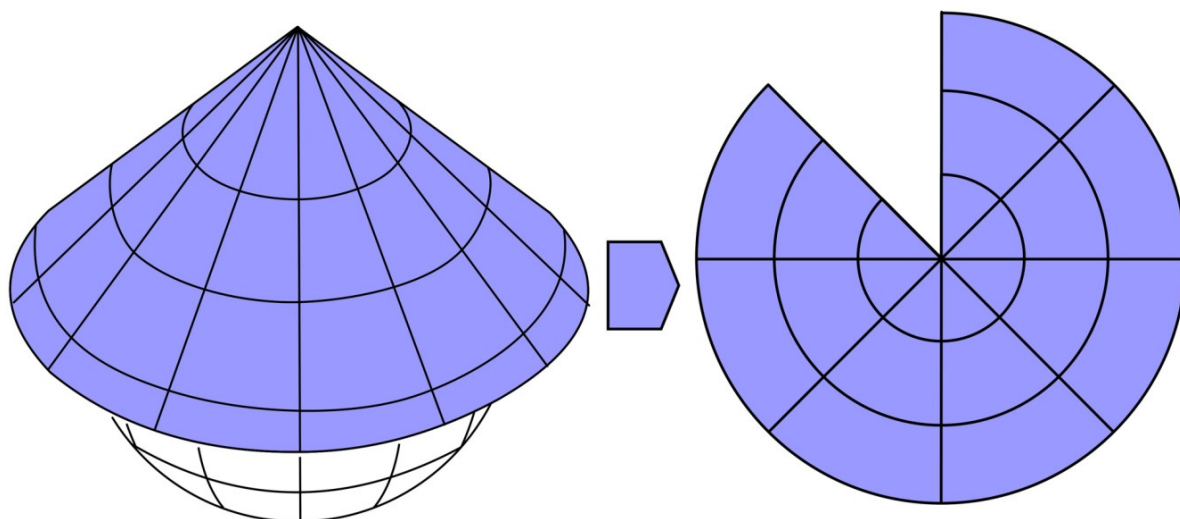


Рис. 7.2. Коническая проекция

Цилиндрическими называют такие проекции, в которых параллели нормальной сетки изображаются параллельными прямыми, а меридианы – равноотстоящими прямыми, перпендикулярными линиям параллелей. Геометрически картографическую сетку в этих проекциях можно получить путем проектирования меридианов и параллелей на боковую поверхность цилиндра с последующим разворачиванием этой поверхности в плоскость (рис. 7.3).

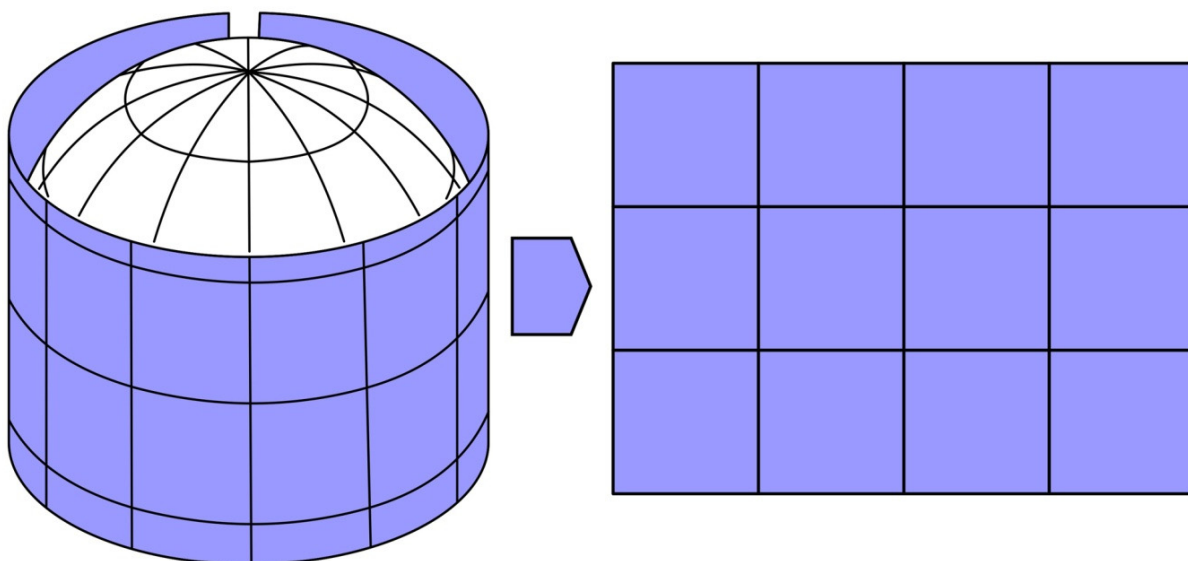


Рис. 7.3. Цилиндрическая проекция

Азимутальными называются такие проекции, в которых параллели нормальной сетки изображаются концентрическими окружностями, а меридианы – их радиусами. Геометрически картографическую сетку в этих проекциях можно получить, если через ось глобуса и меридианы провести плоскости до их пересечения с плоскостью, касательной глобусу в одном из полюсов. Тогда на касательной плоскости образуются меридианы в азимутальной проекции. Для получения параллелей из точки пересечения меридианов проекции, как из центра, следует провести концентрические окружности радиусами, равными, например, выпрямленным дугам меридианов от полюса до соответствующих параллелей (рис. 7.4). Плоскость может не только касаться, но и сечь поверхность глобуса по некоторому малому кругу. От этого сущность азимутальной проекции не меняется.

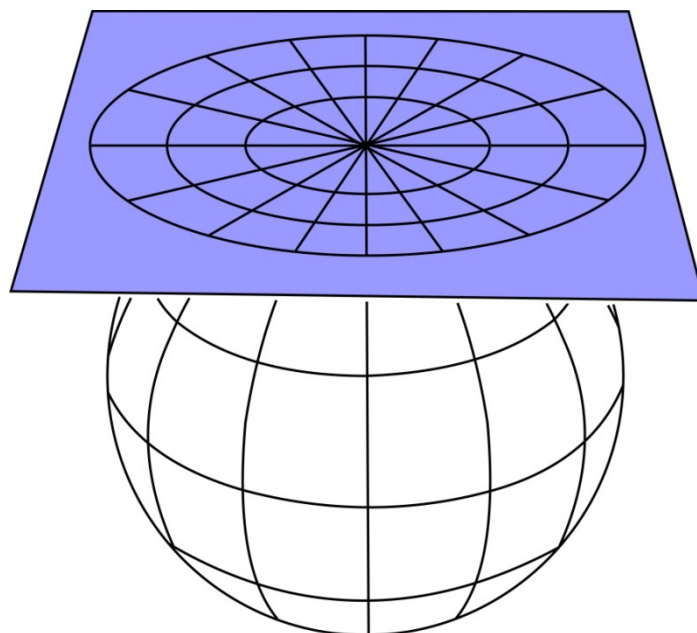


Рис. 7.4. Нормальная азимутальная проекция

Наиболее полное распространение ввиду удобства использования получили поперечно-цилиндрические проекции Гаусса-Крюгера и UTM. Они вобрали в себя множество преимуществ: небольшое число зон, на которые делится поверхность земного эллипсоида; каждая зона охватывает значительную территорию, ограниченную двумя меридианами с разностью долгот в  $3^0$  или  $6^0$ ; умеренное и легко учитываемое изменение масштабов в пределах зон; единообразие всех зон; универсальность и глобальность координатных систем. Общее представление о поперечно-цилиндрической проекции дает рис. 7.5.



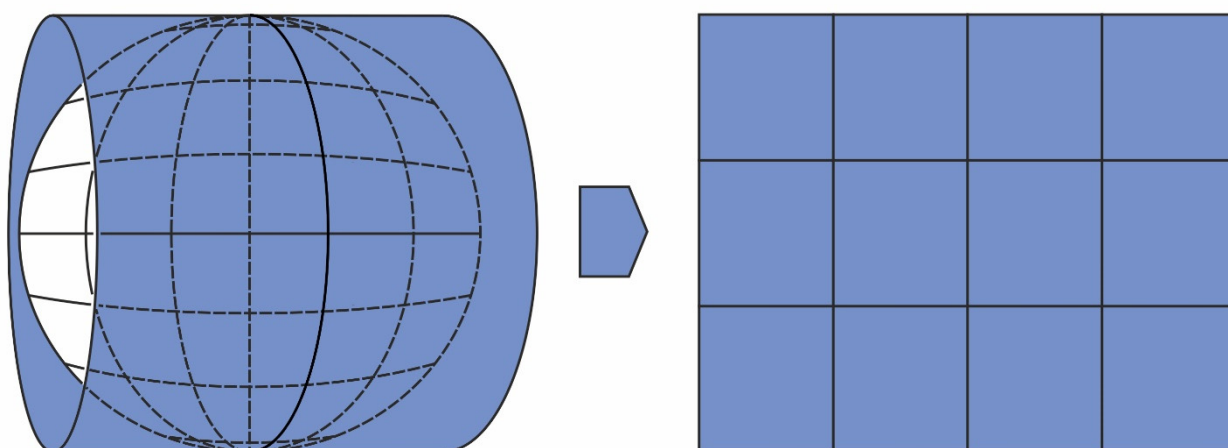


Рис. 7.5. Поперечно-цилиндрическая проекция

В российской системе координат поверхность земного эллипсоида делится на трех- или шестиградусные зоны, ограниченные параллелями от экватора до  $84^\circ$  северной широты, подобно апельсину, разрезаемому на доли. Зоны нумеруют с запада на восток, начиная с нулевого меридиана. В каждой зоне строится своя прямоугольная система координат. Ось абсцисс  $X$  ориентирована на север по осевому меридиану; осью ординат  $Y$  служит прямая линия, перпендикулярная осевому меридиану, являющаяся изображением экватора (рис.7.5, слева и в центре). Такой выбор координатных осей позволяет наряду с прямоугольными координатами использовать полярную систему координат.

В проекции Гаусса-Крюгера осевой меридиан изображается без искажений. Наибольшие искажения возникают на краях зон. В 1919 г. Г. Баумгарт предложил в качестве осевых меридианов трехградусных зон использовать меридианы с восточными долготами  $3^\circ$ ,  $6^\circ$ ,  $9^\circ$  и т.д. Номера зон предлагалось указывать перед ординатами, а чтобы все ординаты были положительными, прибавить к ним 500 000 м. Эти предложения были приняты многими государствами.

В России применяют шестиградусные зоны с осевыми меридианами  $3^\circ$ ,  $9^\circ$ ,  $15^\circ$  и т.д. Предусмотрены перекрытия смежных зон на востоке и западе. Трехградусные зоны применяют при построении топографических планов и карт масштаба 1 : 5 000 и крупнее, при этом осевые меридианы совпадают с осевыми или граничными меридианами шестиградусных зон.

Обобщением проекции Гаусса-Крюгера является проекция UTM (*Universal Transfer Mercator*), разработанная в 1936 г. Международным союзом геодезии и геофизики. Для отображения шара на плоскость прообраз этой проекции был предложен еще в середине XVI в. Г. Меркатором (1512–1594 гг.).

# ИСТОРИЧЕСКАЯ СПРАВКА<sup>1</sup>

Проекция Гаусса была введена немецким ученым Карлом Фридрихом Гауссом (1777–1855 гг.) для обработки ганноверской триангуляции 1821–1825 гг. В 1912 г. ее развил математически немецкий геодезист Л. Крюгер, и она стала называться проекцией Гаусса-Крюгера. Проекция является равноугольной, сохраняет длины на среднем (осевом) меридиане и симметрична относительно него. В России проекция Гаусса-Крюгера используется для построения государственной системы координат и создания местных систем.

Первым государством, распространившим координаты Гаусса-Крюгера с 1917 г., была Австрия. В 1928 г. эта проекция была введена в СССР. В начале ее использовали только для топографических карт масштабов крупнее 1 : 500 000. С 1939 года ее стали применять и для карт масштаба 1 : 500 000. В 80-х гг. она была распространена на весь масштабный ряд топографических карт, включая все топографические планы и карты миллионного масштаба.

В 1947 г. UTM принята Вооруженными силами США и применяется в вооруженных силах альянса НАТО. В настоящее время эта проекция с теми или иными модификациями долгот осевых меридианов, ширины зон и координат начальных точек используется многими национальными и международными картографическими организациями.

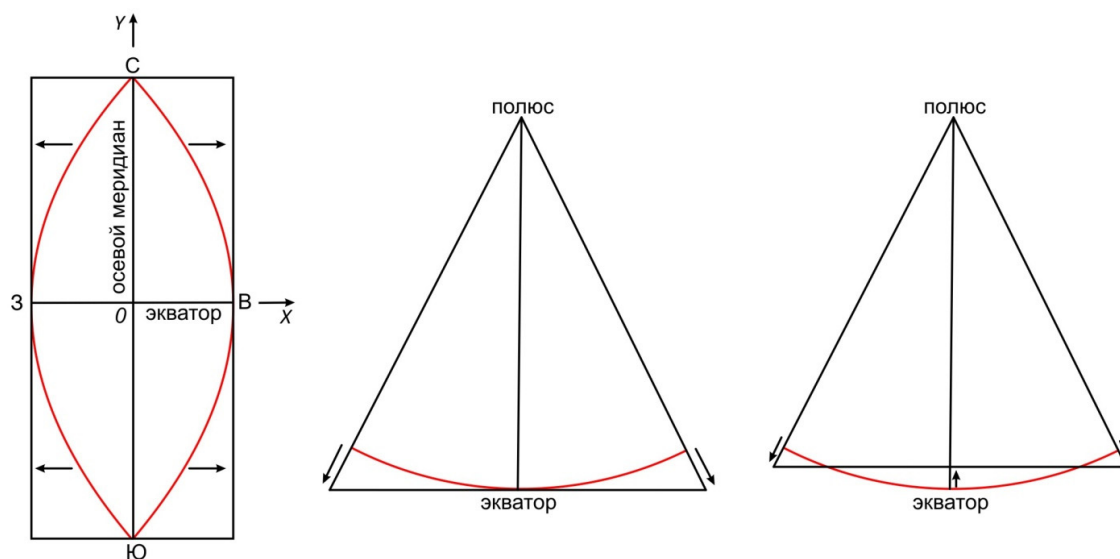


Рис. 7.6. Схема отображения лепестка шестиградусной зоны поверхности эллипсоида на плоскость: в проекцию Гаусса-Крюгера – экваториальный вид (слева) и нормальный вид (в центре); в проекцию UTM – нормальный вид (справа)

В UTM образуются две параллельные среднему меридиану линии нулевых искажений, расположенные на расстоянии около 180 км по обе стороны от него (рис. 7.6, справа). Применяются шестиградусные зоны, которые простираются в полосе от параллели 80° южной широты до параллели

<sup>1</sup> Б.Б.Серапинас. Геодезические основы карт. Лекция 5. Плоские координаты (электронная версия). Взято со свободных интернет-ресурсов.

84° северной широты. В полярных широтах проекцию UTM заменяет нормальная азимутальная стереографическая проекция UPS (Universal Polar Stereographic projection).

## §2. РАЗГРАФКА И НОМЕНКЛАТУРА ТОПОГРАФИЧЕСКИХ КАРТ

В Российской Федерации сохранена Советская система разграфки земной поверхности на листы топографических карт. Карты составлены в равноугольной поперечно-цилиндрической проекции Гаусса-Крюгера. В качестве основы использован эллипсоид Красовского.

В самом мелком масштабе 1 : 1 000 000 листы карты представляют собой трапеции, ограниченные меридианами через 6° по долготе и 4° по широте. Для обозначения карты вводится следующая номенклатура листов: ряды, ограниченные параллелями, обозначаются заглавными латинскими буквами от А до V, начиная с экватора к обоим полюсам; колонны, ограниченные меридианами, обозначаются арабскими цифрами, начиная с долготы 180°. Обозначение листа записывается через дефис, например, О-40 (см. рис. 7.7).

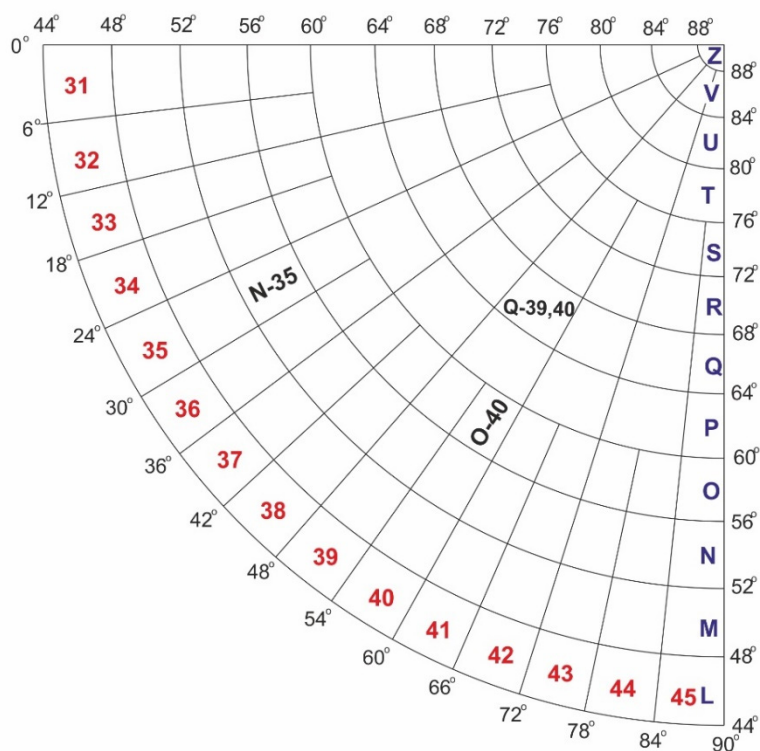


Рис. 7.7. Разграфка и номенклатура листов карты масштаба 1 : 1 000 000

Листы карты масштаба 1 : 1 000 000, расположенные между широтами 60° и 76°, сдваиваются по долготе и обозначаются двойной нумерацией, например, Q-39, 40. Листы карты, расположенные выше 76°, учетверяются и

обозначаются четверной нумерацией. Выше  $88^{\circ}$  северной широты находится лист Z, занимающий все  $360^{\circ}$  долготы.

Листы карты масштаба  $1 : 500\,000$  представляют собой  $1/4$  часть листа масштаба  $1 : 1\,000\,000$  и обозначаются добавлением к соответствующей номенклатуре листа  $1 : 1\,000\,000$  одной из заглавных букв кириллицы, например, О-40-А (см. рис. 7.8). Также вместо кириллицы встречается обозначение арабскими цифрами от 1 до 4.

Листы карты масштаба  $1 : 200\,000$  представляют собой  $1/36$  часть листа масштаба  $1 : 1\,000\,000$  и обозначаются добавлением к номенклатуре данного листа римской цифры, например, О-40-VIII. Встречается также и обозначение арабскими цифрами от 1 до 36 взамен римских.

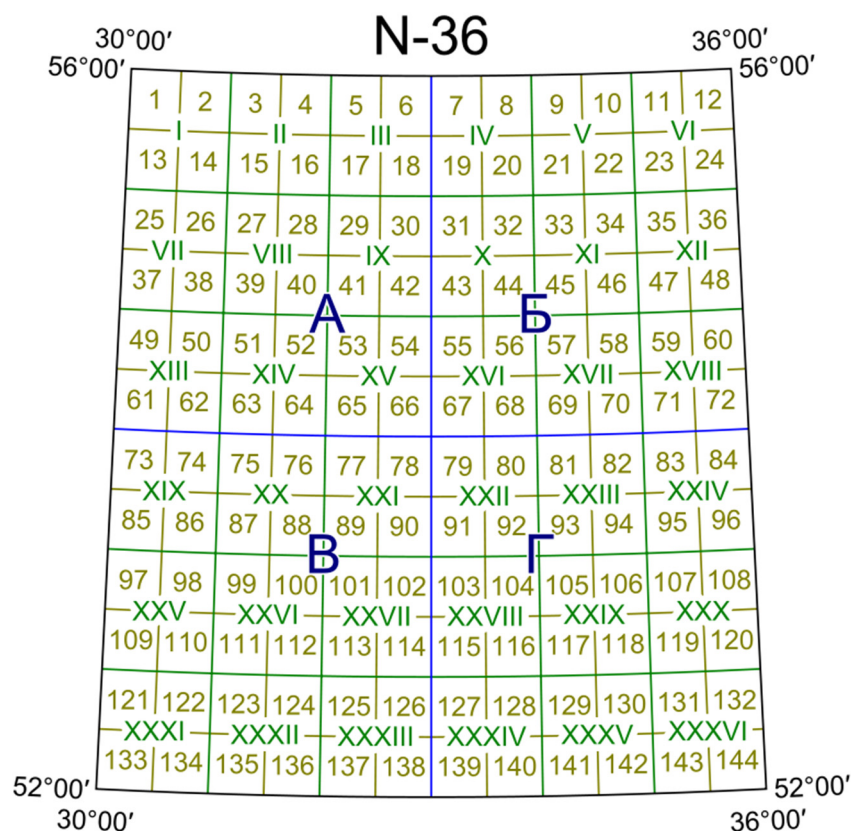


Рис. 7.8. Разграфка и номенклатура листов карты масштаба  $1 : 500\,000$  (синий цвет),  $1 : 200\,000$  (зеленый цвет) и  $1 : 100\,000$  (оливковый цвет)<sup>1</sup>

Листы карты масштаба  $1 : 100\,000$  получают делением листа масштаба  $1 : 1\,000\,000$  на 144 одинаковых части и обозначаются добавлением арабских чисел от 1 до 144, например, О-40-39. Лист масштаба  $1 : 100\,000$ , в свою очередь, делится на четыре листа карты масштаба  $1 : 50\,000$  с добавлением

<sup>1</sup> Изображение взято с открытого интернет-ресурса.

одной из четырех заглавных букв кириллицы (А, Б, В, Г), например, О-40-39-А, а те, в свою очередь, – на четыре листа карты масштаба 1 : 25 000 с добавлением одной из строчных букв кириллицы (а, б, в, г), например, О-40-39-А-б.

Листы карты масштаба 1 : 10 000 образуются путем деления листа карты масштаба 1 : 25 000 на четыре части с добавлением арабской цифры от 1 до 4, например, О-40-39-А-б-1.

На листах карт для южного полушария в скобках после обозначения добавляется подпись (Ю.П.).

### **§3. ГЕОИНФОРМАЦИОННЫЕ СИСТЕМЫ И ИНФОРМАЦИОННЫЕ РЕСУРСЫ**

Современный процесс обработки и интерпретации геолого-геофизических данных требует представления всей информации в электронном виде, пригодном для работы на персональных компьютерах и рабочих станциях. Более того, для использования разнородной информации на одной площади работ необходимо, чтобы вся она была приведена в некоторую единую систему координат. Выбор системы координат определяется требованиями по обеспечению работ.

Применение разнородной информации в процессе геофизических исследований требует использования специальной среды, позволяющей работать с различными системами координат, осуществлять перевод из одной системы в другую. Для этих целей разработаны географические информационные системы (ГИС). Научные, технические, технологические и прикладные аспекты проектирования и использования геоинформационных систем изучаются геоинформатикой.

Под геоинформационной средой (системой) понимают пространственную среду или программный продукт, позволяющий собирать, хранить в упорядоченном виде, обрабатывать и анализировать разнородную пространственно-координированную информацию, а также обеспечивать ее наглядное представление.

Таким продуктом, например, является геоинформационная среда ArcGIS (ESRI, США). Система позволяет проектировать собственные локальные или распределенные информационно-аналитические системы путем дополнения стандартного пакета необходимыми модулями. В ней содержаться все необходимые геофизику системы координат и проекции, а также картосоставительские модули и пакеты трехмерной визуализации.

Специализированная геолого-геофизическая система Oasis Montaj базируется на геоинформационной среде и имеет модульную систему. В данном программном пакете также присутствуют все необходимые инструменты для геодезической привязки и картографирования, объединения разнородной информации на основе единой системы координат.

Обязательным требованием для использования данных в среде геоинформационных систем является наличие в этих данных привязки к какой-либо системе координат. Геоинформационные технологии позволяют рационально управлять большими объемами разных по смысловому наполнению данных. Их применение оправдано на всех этапах исследовательского процесса: от составления проекта и организации работ (составления проектной схемы профилей, планирования полевого лагеря, маршрутов, порядка отработки площадей и пр.) до составления и оформления геологического отчета (графического представления геолого-геофизической информации).

Для полноценного проведения исследований данные отбираются из множества источников. Это могут быть материалы полевых геофизических измерений, выполненных в текущий период времени, архивы фондовых структур и базы данных специализированных предприятий, свободные интернет-ресурсы и т.д. (табл.).

#### **Информационное обеспечение гравиметрических исследований**

<b>Тип данных</b>	<b>Источник</b>
Аномалии силы тяжести, координаты точек наблюдений	Полевые измерения, архивы фондовых структур, специализированных предприятий, иных организаций
Цифровые модели рельефа земной поверхности	Оцифровка скан-образов топографических карт, интернет-ресурсы (например, цифровые модели рельефа SRTM, GTOPO30)
Географическая обстановка	Картографические материалы, интернет-ресурсы (ГИС),

Тип данных	Источник
	КОСМОСНИМКИ
Геолого-геофизическая информация	Материалы и базы данных из фондовых структур, специализированных предприятий, иных организаций; интернет-ресурсы
Петрофизические данные, результаты геофизических исследований и изучения керна в скважинах с пространственной привязкой	Материалы и базы данных из фондовых структур, специализированных предприятий, иных организаций

## **ГЛАВА 8. ЭТАПЫ ПРОЦЕССА ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И РЕГЛАМЕНТИРУЮЩИЕ ДОКУМЕНТЫ**

Данная глава завершает первую часть учебного пособия и кратко предопределяет тематику следующих частей, в которых будет рассмотрен весь процесс исследований.

Процесс гравиметрических исследований подразделяется на отдельные этапы, последовательность выполнения которых организует рациональный цикл работ: 1) проектирование работ; 2) организация работ; 3) полевые работы; 4) ликвидация последствий; 5) камеральные работы.

Этапы следуют друг за другом, и каждый последующий опирается на результаты предыдущего. От грамотного составления проекта будет зависеть организация полевых работ, от организации – собственно выполнение гравиметрической съемки, от качества полевого материала – последующая геологическая интерпретация и получение новых сведений о геологическом строении недр.

Основным документом, регламентирующим проведение гравиметрических работ, является инструкция по гравirazведке (1980). Составление проектно-сметной документации на геологоразведочные работы регламентируется инструкцией по составлению проектов и смет (1993) и последующими изменениями и дополнениями к ней.

Сметная стоимость гравиметрических и сопровождающих работ определяется при помощи сборников сметных норм на геологоразведочные работы (вып. 3, ч. 3 – гравirazведка, магниторазведка (наземная); вып. 9 – топографо-геодезические и маркшейдерские работы), сборников норм основных расходов на геологоразведочные работы (вып. 3, ч. 3 – гравirazведка, магниторазведка (наземная); вып. 9 – топографо-геодезические и маркшейдерские работы), а также последующими изменениями к этим документам.

Написание и оформление геологического ответа регламентируется национальным стандартом ГОСТ Р 53579-2009, введенным в действие с 01.01.2011 г.

При инженерно-геологических изысканиях существуют свои стандарты и требования, которые в силу специфики в данном учебном пособии не рассматриваются. Организация-заказчик также имеет право устанавливать свои нормативные и регламентирующие документы.



## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреев Б.А., Клушин И.Г. Геологическое истолкование гравитационных аномалий. Л.: Гостоптехиздат, 1962. 496 с.
- Бычков С.Г. Методы обработки и интерпретации гравиметрических наблюдений при решении задач нефтегазовой геологии. — Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2010. 187 с.
- Бычков С.Г., Долгаль А.С., Симанов А.А. Вычисление аномалий силы тяжести при высокоточных гравиметрических съемках. Пермь: УрО РАН, 2015. 142 с.
- Гравirazведка. справочник геофизика / под ред. Е.А. Мудрецовой, К.Е. Веселова. М.: Недра, 1990. 607 с.
- Долгаль А.С. Комплексирование геофизических методов. Пермь: Изд-во ПГНИУ, 2012. 167 с.
- Инструкция по гравirazведке. М., 1980. 80 с.
- Инструкция по развитию высокоточной государственной гравиметрической сети России. М.: ЦНИИГАиК, 2001. 32 с.
- Инструкция по топографо-геодезическому и навигационному обеспечению геологоразведочных работ. М., 1996. 50 с.
- Кашубин С.Н., Виноградов В.Б., Кузин А.В. Физика Земли: курс лекций. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 1998. 164 с.
- Косыгин Ю.А. Тектоника. М.: Недра, 1983. 536 с.
- Маловичко А.К., Костицын В.И. Гравirazведка. М.: Недра, 1992. 357 с.
- Муравина О.М. Методология построения комплексных моделей литосферы платформенных областей в условиях неполноты информации: дис. на соиск. уч. степ. д-р. техн. наук. Воронеж, 2016. 186 с.
- Серапинас Б.Б. Геодезические основы карт. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. 132 с.
- Физические свойства горных пород и полезных ископаемых: справочник геофизика / под ред. Н.Б. Дортман. М.: Недра, 1984. 455 с.
- Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: КДУ, 2005. 560 с.

### Электронные ресурсы в свободном доступе

- CG-5 Система Scintrex Autograv. Руководство по эксплуатации. №867700.  
[kadastrua.ru/geodezichna-i-matematichna-osnova-kart/332-geodezicheskaya-i-matematicheskaya-osnova-kart.html](http://kadastrua.ru/geodezichna-i-matematichna-osnova-kart/332-geodezicheskaya-i-matematicheskaya-osnova-kart.html)
- LaCoste&Romberg. Instruction manual. Model G & D gravity meters.  
[www.scintrex.com](http://www.scintrex.com)
- [www. https://ru.wikipedia.org](https://ru.wikipedia.org) (верифицированные статьи)
- [www.geogr.msu.ru/cafedra/karta/docs/GOK/gok\\_lecture\\_5.pdf](http://www.geogr.msu.ru/cafedra/karta/docs/GOK/gok_lecture_5.pdf) — Серапинас Б.Б. Геодезические основы карт. Лекция 5. Плоские координаты.

*Учебное издание*

**Пугин Алексей Витальевич**

## **Гравиразведка**

Часть первая

Учебное пособие

Редактор *Н. И. Стрекаловская*  
Корректор *А. В. Цветкова*  
Компьютерная вёрстка: *А. В. Пугин*

---

Объем данных 6,25 Мб  
Подписано к использованию 23.12.2019

---

Размещено в открытом доступе  
на сайте [www.psu.ru](http://www.psu.ru)  
в разделе НАУКА / Электронные публикации  
и в электронной мультимедийной библиотеке ELiS

Издательский центр  
Пермского государственного  
национального исследовательского университета  
614990, г. Пермь, ул. Букирева, 15