

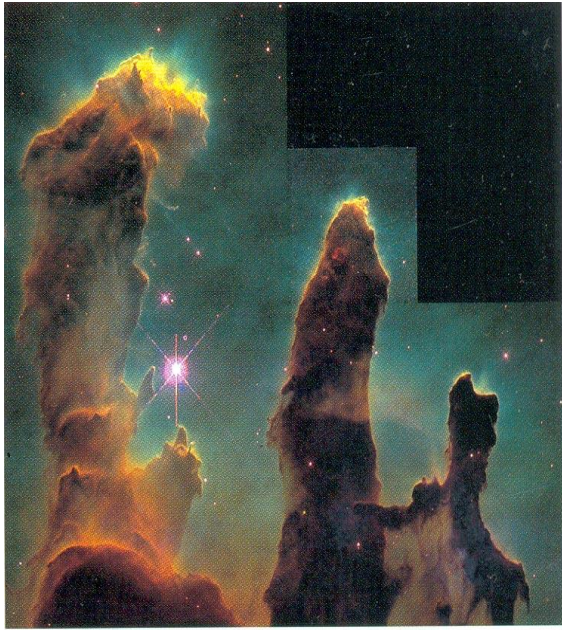
Геофизические методы  
поисков и разведки  
месторождений полезных  
ископаемых

Лекция 3

Гравиразведка (часть 1)

# Силы гравитации как основа формирования Солнечной системы

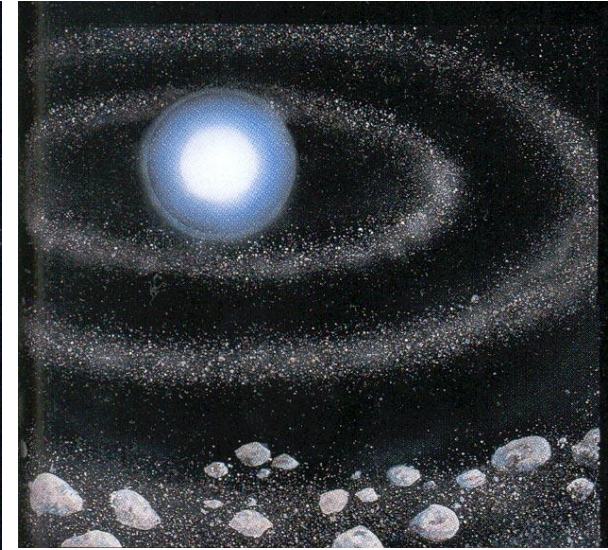
Газопылевое облако



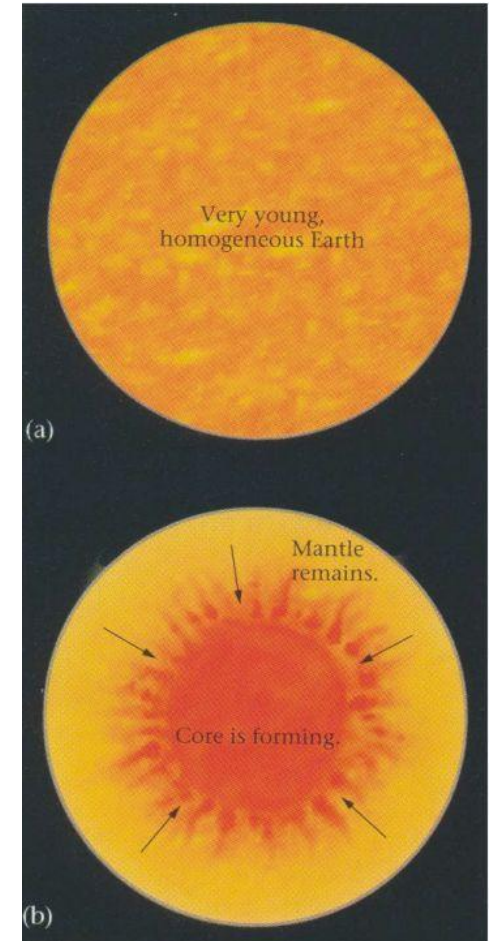
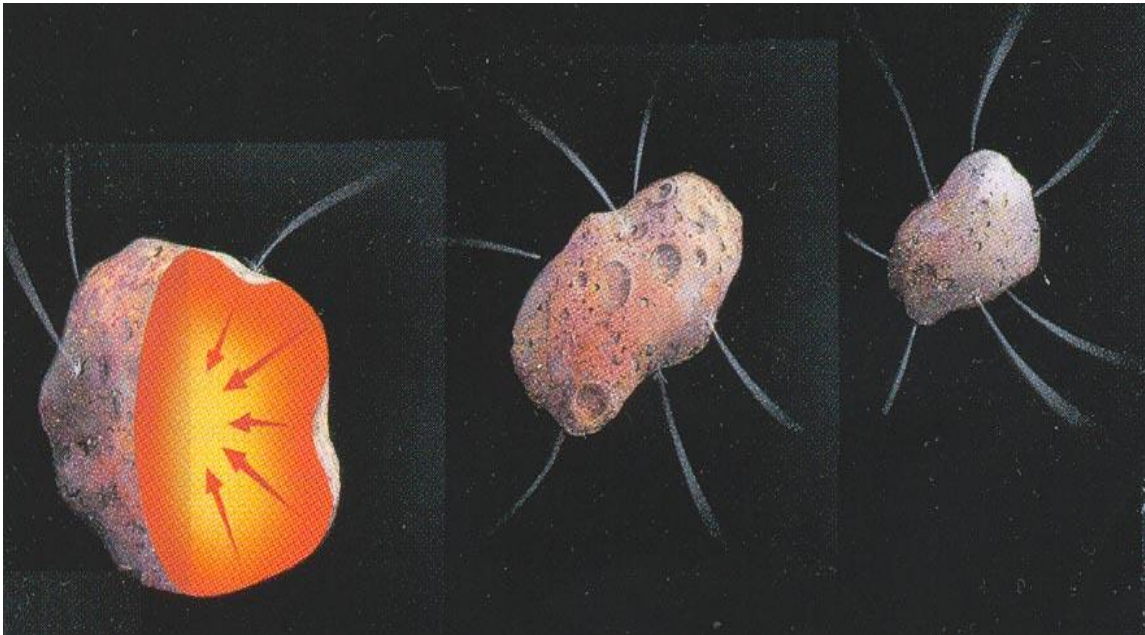
Солнечная нибула



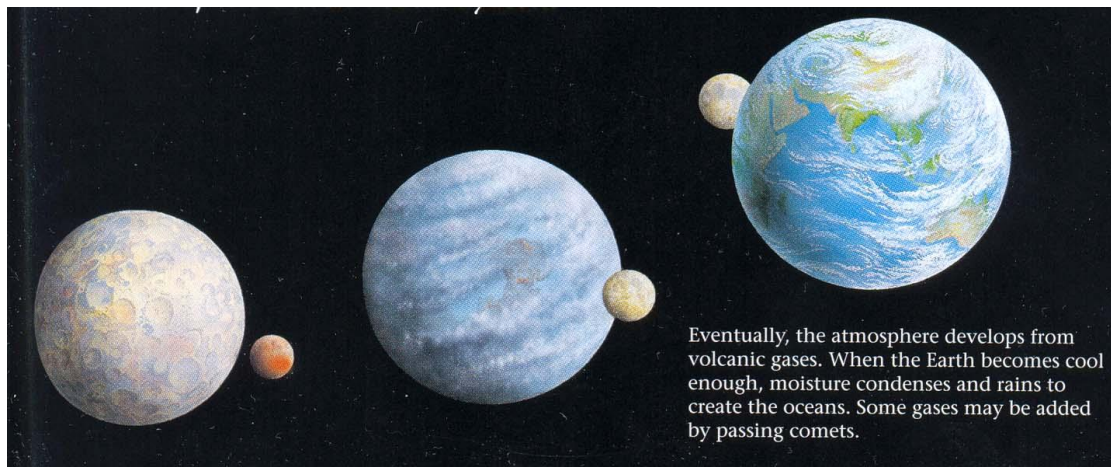
Солнечная система



# Силы гравитации как основа формирования Земли и ее расслоения на оболочки



# Роль сил гравитации в образовании Луны



- Гравиметрия изучает поле силы тяжести



- Гравиразведка основана на изучении пространственный изменений поля силы тяжести, которые обусловлены различиями в плотности горных пород и руд.

- По закону Ньютона две точечные массы  $m_1$  и  $m_2$  притягивают друг друга с силой  $f$ .

где:  $k$  – гравитационная постоянная

$$\text{СГС: } k = 6.673 \cdot 10^{-8} \frac{\text{см}^3}{\text{г} \cdot \text{с}^2}$$

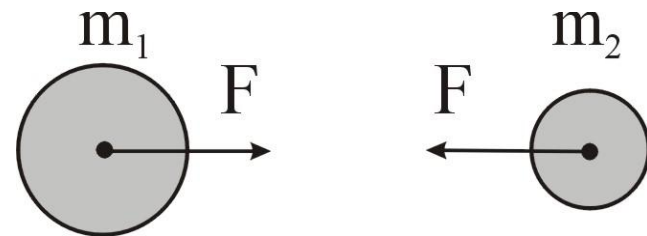
$$\text{СИ: } k = 6.673 \cdot 10^{-11} \frac{\text{м}^3}{\text{кг} \cdot \text{с}^2}$$

В гравиметрии изучается не сила тяжести, а **напряженность поля силы тяжести** – сила притяжения, действующая на единичную массу = ускорению, придаваемому этой силой единичной массе  $m=1$ .

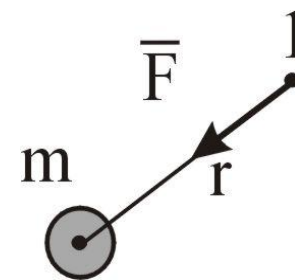
В гравиметрии «**напряженность поля с.т.**» называется «**силой притяжения**», «**силой тяжести**» или «**притяжением**».

Т.о. «**сила притяжения**» - вектор, направленный от притягиваемой точки с массой ( $m=1$ ) к притягивающей точке.

## Сила ньютонова притяжения



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



$$F = k \cdot \frac{m}{r^2}$$

# Единицы поля силы тяжести

**Единицы силы:**

**СИ – ньютон** =  $кг \times м/с^2$

**СГС – дина** =  $г \times см/с^2$

**Единицы притяжения:**

В соответствии с решением XVI Ассамблеи Международного союза по геодезии и геофизики 1971 г. Приняты следующие единицы притяжения:

**Гл (галилео)** – ускорение, которое приобретает масса 1 кг под действием силы 1 ньютон ( $F_{\text{Земли}} = 9.8 \text{ Гл}$ ),

**гал** - ускорение, которое приобретает масса 1 г под действием силы 1 дина (1 гал =  $1 \cdot 10^{-2}$  Гл)

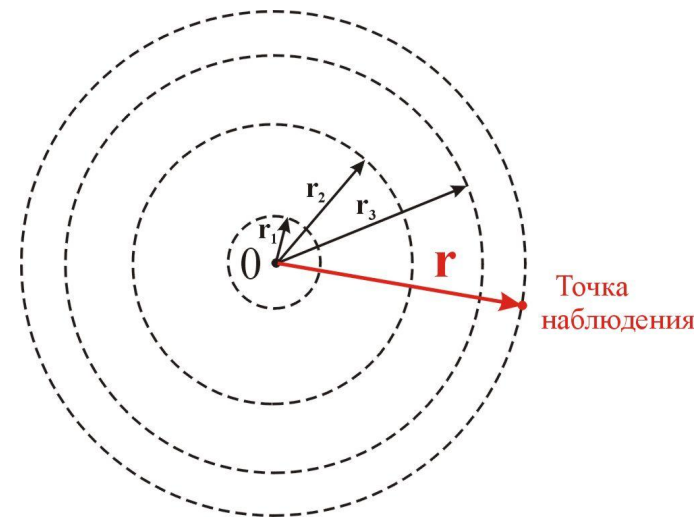
**В практике**

**1 мгал** =  $10^{-5}$  Гл =  $10^{-5}$  м/с<sup>2</sup>

**1 мкгал** =  $10^{-8}$  Гл =  $10^{-5}$  м/с<sup>2</sup>

# Расчет массы Земли

- При условии сферической симметрии (центр масс каждой сферы помещается в точку 0 расчет сведется:



$$F_{3.нов-ть} = k \frac{m_1}{r^2} + k \frac{m_2}{r^2} + k \frac{m_3}{r^2} + k \frac{m_4}{r^2} = \frac{k}{r^2} (m_1 + m_2 + m_3 + m_4) = k \frac{M}{r^2}$$

- $k$  – гравитационная постоянная (устанавливается в лабораторных условиях).

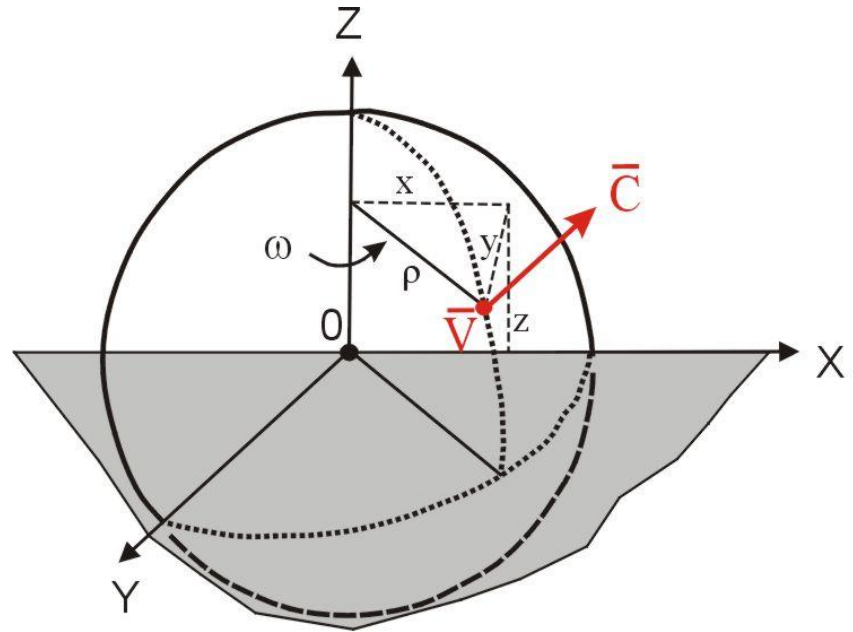
$$k = 6.673 \cdot 10^{-11} \frac{\text{м}^3}{\text{кг} \cdot \text{с}^2} \quad F_{3.нов-ть} \approx 9.8 \frac{\text{м}}{\text{с}^2} \quad r \approx 6400 \text{ км} = 6.4 \cdot 10^6 \text{ м}$$

$$\Rightarrow M = \frac{F}{k} r^2 = \frac{9.8 \frac{\text{м}}{\text{с}^2}}{6.673 \cdot 10^{-11} \frac{\text{м}^3}{\text{кг} \cdot \text{с}^2}} \cdot 6.4 \cdot 6.4 \cdot 10^{12} \text{ м}^2 = 5.97 \cdot 10^{24} \text{ кг}$$



# Центробежная сила и ее притяжение

- Центробежная сила вызывается вращением Земли и направлена перпендикулярно оси ее вращения.
- Центробежное ускорение равно центробежной силе, действующей на единичную массу.
- $V$ - лин. скорость вращения,
- $\omega$  - угловая скорость вращения



$\omega$  - угловая скорость вращения  
 $V$  -линейная скорость вращения  $\odot A$

$$C = V^2 / \rho \quad C = \omega^2 \cdot \rho$$

$$\vec{g} = \vec{F} + \vec{C}$$

# Форма Земли

- Т.к. Земля не является твердым телом, ее форма определяется соотношением сил

$$\bar{F} \text{ и } \bar{C}$$

I-е приближение – **сфера** ( $r_1 = r_2$ ),

II-е приближение – **эллипсоид**,

$$r_2 - r_1 \approx 20 \text{ км}$$

III-е приближение – **геоид** - эквипотенциальная поверхность, которая расходится с эллипсоидом до 100 м. Эта поверхность выражается формулой Клеро.

$$g_\varphi = g_e (1 + \beta \cdot \sin^2 \varphi)$$

где:  $g_e$  - сила тяжести на экваторе,  
 $g_\varphi$  - сила тяжести на широте  $\varphi$ ,  
 $\beta$  - коэффициент.

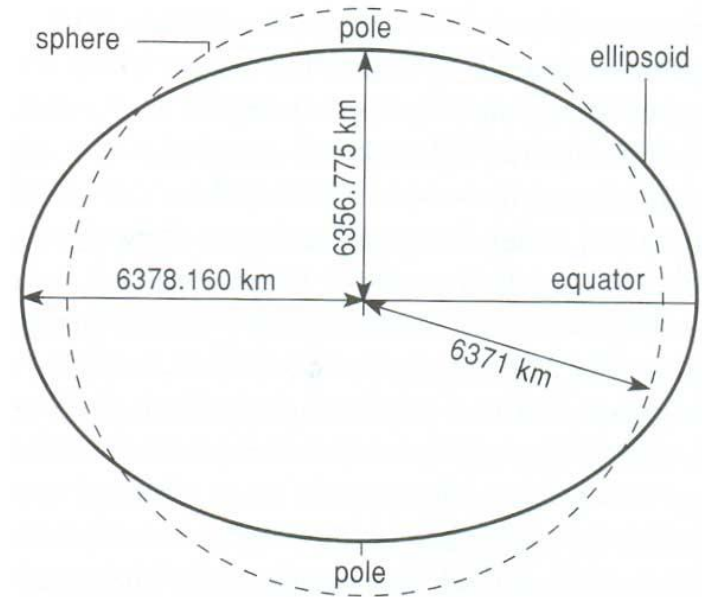


Figure 9.17 Shape of the Earth.

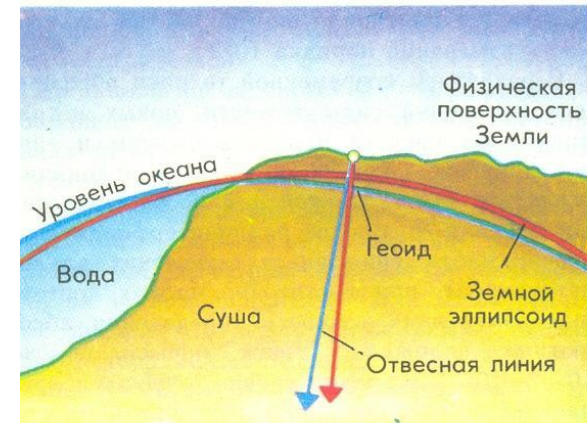
Взаимное положение физической поверхности Земли, геоида и земного эллипсоида.

- Пов-ть геоида совпадает с невозмущенной пов-ю океана «уровень моря». На континентах – мысленно проройте глубокие каналы – ур-нь воды.

**Форма:** на полюсах  $g_p$  увеличивается на 1/549 от  $g_e$ .

**Вращение:** на полюсах  $g_p$  увеличивается на 1/288 от  $g_e$ .

**Суммарно:**  $g_e \approx 9.78 \frac{M}{c^2}$      $g_p \approx 9.83 \frac{M}{c^2}$



- В теории гравиметрии введено понятие «потенциал поля силы тяжести» -  $W$ .

$$W = U + V = f \cdot \int \frac{dM}{r} + \omega^2 \frac{\rho^2}{2}$$

- Рассмотрим главную составляющую – потенциал ньютонова притяжения однородной сферической Земли в точке А

$$U_A = f \cdot \frac{M}{R}$$

- Возьмем точку В по нормали к пов-ти  $U_A$

$$U_B = f \frac{M}{R + \Delta R}$$

- Разность:  $\Delta U = U_A - U_B = fM \cdot \frac{\Delta R}{R(R + \Delta R)}$

$$\text{При } R \rightarrow 0 \quad \Delta U = fM \frac{\Delta R}{R^2} = g\Delta R \rightarrow g = \frac{dU}{dR}$$

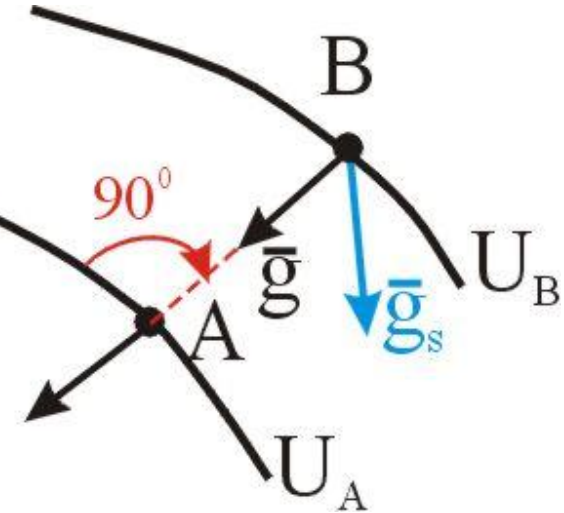
- Т.е. сила тяжести – производная потенциала с.т по направлению ее действия.

$$\text{По любому направлению } S \quad g_s = \frac{dU}{dS} = g \cdot \cos(g, s)$$

$dU = g_s \cdot dS$  Приращение потенциала равно работе

создаваемой притягивающей массой при перемещении единичной единичной массы на расстояние  $dS$

## Понятие «потенциал силы тяжести»



# Уровенная поверхность. Геоид

- **Уровенная поверхность.**

Если  $\bar{S} \perp \bar{g}$ , то  $\cos(g, s) = 0$ .

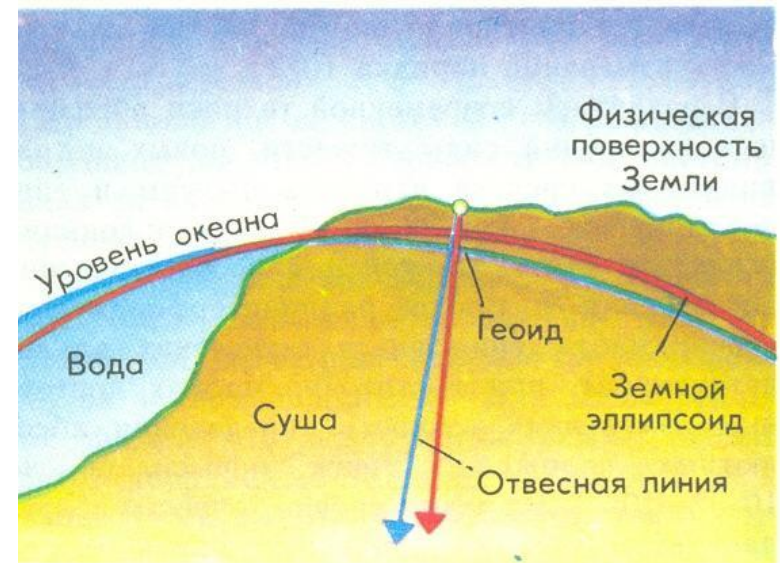
В данном направлении  $U = const$

Уровенная поверхность (поверхность равного потенциала) – поверхность, в каждой точке которой потенциал одинаков.

Можно построить сколько угодно уровенных поверхностей.

- **Геоид** – уровенная поверхность, совпадающая с невозмущенной поверхностью океанов.

Взаимное положение физической поверхности Земли, геоида и земного эллипсоида.



# Производные потенциала силы тяжести

- Полный вектор силы тяжести однозначно определяется производными потенциала по 3-м координатам.

$$g_x = \frac{\partial W}{\partial x} \quad g_y = \frac{\partial W}{\partial y} \quad g_z = \frac{\partial W}{\partial z}$$

Если ось Z направлена к центру Земли

$$g_x, g_y = 0 \quad g_z - \text{поле силы тяжести} = g$$

- Вторые производные силы тяжести

$$\frac{\partial^2 W}{\partial x \partial z} = \frac{\partial g}{\partial x} \quad - \text{ скорость изменения с.т. в горизонтальном направлении}$$

$M$  - эффективная масса  
 $\Delta \sigma$  - избыточная плотность

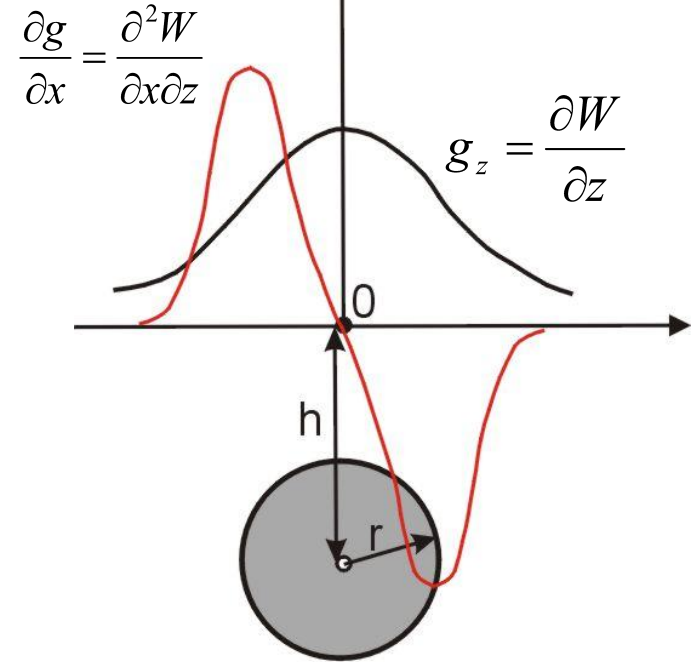
$$\frac{\partial^2 W}{\partial z^2} \quad - \text{ скорость изменения силы тяжести с высотой}$$

$$\frac{\partial^2 W}{\partial x \partial y} ; \frac{\partial^2 W}{\partial y^2} ; \frac{\partial^2 W}{\partial x^2} \quad - \text{ характеризуют кривизну уровенной поверхности}$$

- За единицу изменения градиента силы тяжести

принимается 1 этвеш = изменению силы тяжести в 0.1 мгл на 1 км.

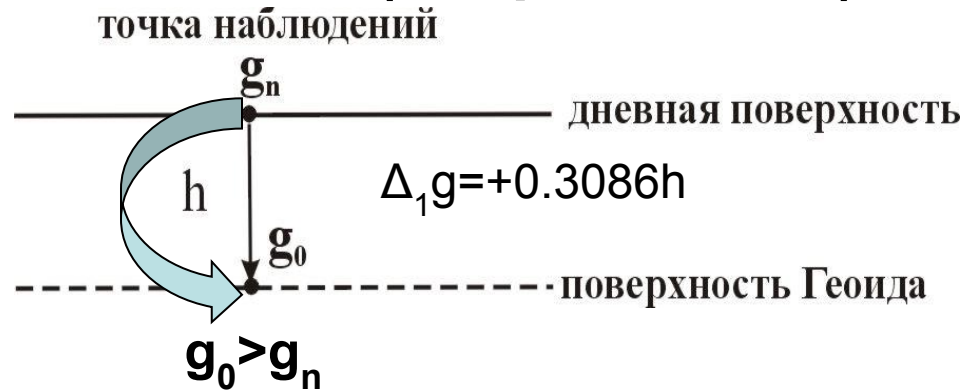
$$1 \text{ этвеш (E)} = 1 \cdot 10^{-9} \frac{1}{c^2}$$



# Аномалии и редукции силы тяжести

- Гравиметрические аномалии представляют собой разность между наблюдаемым в точке значением силы тяжести  $g$  и ее «нормальным» значением  $\gamma$ .
- Однако, теоретическое «нормальное» значение силы тяжести рассчитано для поверхности геоида. Т.о. для получения сопоставимых аномалий необходимо:
  - привести значения к пов-ти геоида,
  - учесть, что между точкой наблюдения и геоидом есть аномальные массы,
  - учесть рельеф местности, который также искажает поле.

## Поправка за высоту наблюдений (поправка Фая)



С уменьшением высоты на 1 м.  $g$  (мгл) увеличивается на 0.3086 мгл.

$$g = f \frac{M}{r^2}$$

$$\Delta g_f = g_0 - \gamma_0 = g_n + 0.3086 \cdot h - \gamma_0$$

$\Delta g$  – в мгл,

$h$  - в метрах.

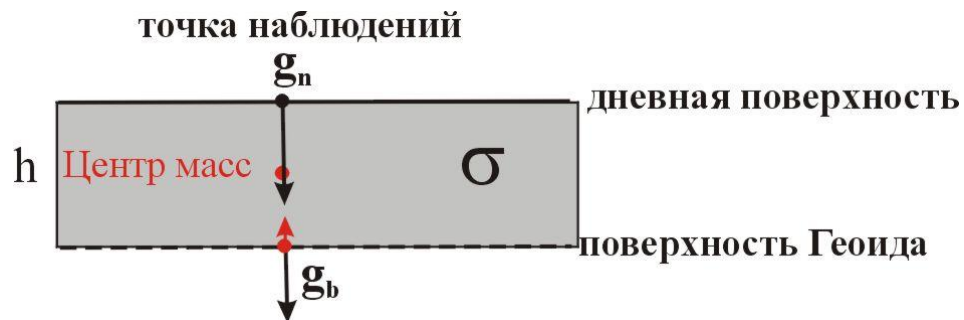
Эта поправка называется «поправкой за свободный воздух»

# Поправка за промежуточный слой (поправка Буге).

- В реальных условиях между точкой наблюдения и поверхностью геоида залегают реальные физические массы. Для их учета введем поправку «за притяжение промежуточного слоя», исходя из предположения, что аномальный эффект создается бесконечным плоскопараллельным слоем со средней плотностью:

$\sigma = 2.30 \text{ г/см}^3$  - в осадочных бассейнах,

$\sigma = 2.67 \text{ г/см}^3$  - в складчатых областях.



Аномальный эффект плоскопараллельного бесконечного слоя выражается:

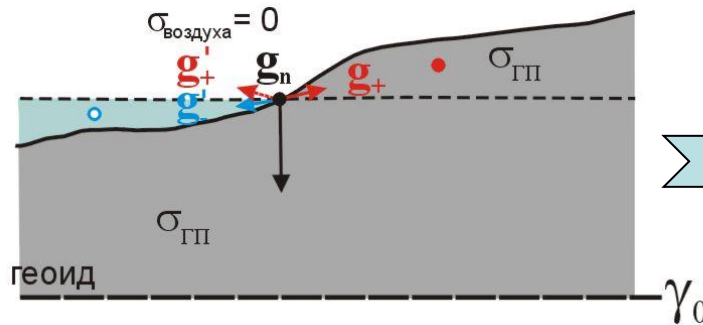
$$\Delta_2 g = -0.0419 \sigma h$$

$\sigma$  - в  $\text{г/см}^3$ ,  $h$  – в метрах.

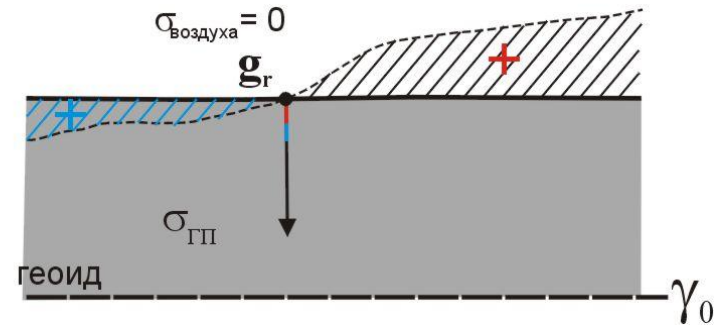
Вектор силы тяжести слоя направлен вверх (см. центр масс). При наземной съемки поправка вычитается

# Поправка за рельеф

Распределение векторов силы тяжести в природных условиях



Вектор силы тяжести идеализированного разреза



- Смысл поправки: В наблюдаемое значение силы тяжести добавляется поправка, которая таким образом изменяет ее значение, как если бы измерения были проведены на горизонтальной плоскости.
- Поправка за рельеф всегда положительна, т.к.:
  - массы расположенные выше точки наблюдений уже уменьшили наблюдаемое значение  $g_n$  за счет вертикальной составляющей силы притяжения этих масс, направленной вверх;
  - объем воздуха расположенный ниже точки наблюдений также уменьшил наблюдаемое значение  $g_n$  за счет отрицательной избыточной плотности по отношению к вмещающей среде.
- В отечественной гравиметрии в качестве стандартных значений «плотности вмещающей среды» принимаются  $\sigma = 2.30 \text{ г/см}^3$  - в осадочных бассейнах,  $\sigma = 2.67 \text{ г/см}^3$  - в складчатых областях.



# Аномалии силы тяжести в редукции Буге

- Под поправкой Буге понимается сумма поправок:

$$\Delta_1 g + \Delta_2 g + \Delta_3 g$$

где:  $\Delta_1 g$  – поправка за высоту наблюдений (Фая),

$\Delta_2 g$  – поправка за промежуточный слой,

$\Delta_3 g$  – поправка за рельеф.

- Под аномалией силы тяжести в редукции Буге понимается:

$$\Delta g_B = g_n + \Delta_1 g + \Delta_2 g + \Delta_3 g - \gamma_0$$

или, после подстановки значений поправок:

$$\Delta g_B = g_n - \gamma_0 + (0.3086 - 0.0419\sigma) \cdot h + \Delta_3 g$$

# Плотность горных пород и руд

- **Плотность вещества**  $\sigma = m/V$
- **Избыточная плотность**  $\Delta\sigma = \sigma_{\text{тела}} - \sigma_{\text{вещ.среды}}$
- Единицы измерения: в СИ  $\text{кг}/\text{м}^3$ , чаще используется единица СГС  $\text{г}/\text{см}^3$ .
- $\sigma = f$  (мин. состав, пористость, влажность) =  $\varphi$  (условия первичного формирования + последующих преобразований). Плотность – индикатор геологических процессов.
- Плотность большинства породообразующих минералов земной коры изменяется в пределах от  $2.5 \text{ г}/\text{см}^3$  до  $3.2 \text{ г}/\text{см}^3$ .
- Горные породы в общем случае состоят из 3-х фаз: твердой, жидкой, газообразной.

Плотность:

$$\sigma = \frac{m_{\text{тв}} + m_{\text{жид}} + m_{\text{газ}}}{V_{\text{тв}} + V_{\text{жид}} + V_{\text{газ}}} = \frac{m}{V}$$

- **Объемная плотность:**

$$\sigma_V = \frac{m_{\text{тв}}}{V}$$

- **Минералогическая плотность:**

$$\sigma_{\text{мин}} = \frac{m_{\text{тв}}}{V_{\text{тв}}}$$

# Пористость и влажность

- Коэффициент пористости:

(отношение объема пор, заполненных водой и газом к общему объему породы).

$$k = \frac{V_{\text{жид}} + V_{\text{газ}}}{V_{\text{тв}} + V_{\text{жид}} + V_{\text{газ}}} = \frac{V_{\text{жид}} + V_{\text{газ}}}{V}$$

- Объемный коэффициент влажности:

(отношение объема воды к объему твердой фазы).

$$\omega_V = \frac{V_{\text{жид}}}{V_{\text{тв}}}$$

- Коэффициент влажности:

(отношение массы жидкой фазы к массе твердой фазы).

$$\omega_M = \frac{m_{\text{жид}}}{m_{\text{тв}}}$$

1. Если пористость пород мала (изверженные, метаморфические), то:

$$\sigma = \sigma_{\text{тв}} \quad \text{т.к.} \quad m_{\text{жид}} + m_{\text{газ}} \ll m_{\text{тв}}$$

2. Если пористостью пренебречь нельзя:

$$\sigma = \sigma_{\text{мин}} \cdot (1 - k_{\Pi}) + k_{\Pi}$$

# Плотность пород

## • Магматические породы:

$\sigma$  - определяется соотношением легких (полевые шпаты, кварц, нефелин) и тяжелых (амфиболы, пироксен, оливин) минералов.

а)  $\sigma$  - повышается с основностью,

б)  $\sigma$  – определяется кристалличностью:

$\sigma_{\text{крист. пород}} > \sigma_{\text{аморфных пород}}$  того же состава.

в) пористость – невелика.

## • Метаморфические породы:

-  $\sigma$  под воздействием метаморфизма как увеличивается, так и уменьшается:

Увеличение  $P \Rightarrow$  уменьшение  $V \Rightarrow$   
увеличение  $\sigma$ .

**Алмаз** (глубина 150 км)  $\sigma=3.5 \text{ г/см}^3$ ,

**графит** (низк. темп. метам-ма)  $\sigma=2.1 \text{ г/см}^3$ ,

Серпентинизация у.осн. Г.П. (привнос  $\text{H}_2\text{O}$   $\text{SiO}_2$ ).

**Оливин** –  $\sigma = 4.1-4.4 \text{ г/см}^3$ ,

**Серпентинит** –  $\sigma = 2.6 \text{ г/см}^3$ .

Породы	Плотность $\sigma$ (г/см <sup>3</sup> )	
	$\sigma_{\text{ср}}$	Интервал значений $\sigma$
гранит	2.6	2.5-2.7
гранодиорит	2.75	2.7-2.8
диорит	2.8	2.7-2.9
габбро	2.9	2.8-3.0
пироксенит, перидотит	3.2	2.9-3.4
гнейс	2.75	2.6-3.0
серпентинит	2.6	2.6-3.0

# Плотность осадочных пород

- Плотность в осадочных породах в значительной степени зависит от пористости.
- С глубиной происходит уменьшение пористости пород в связи с их частичной перекристаллизацией под влиянием увеличивающихся температуры и давления и соответствующее увеличение плотности.
- Уменьшение пористости и соответствующее увеличение плотности обусловлено метаморфизмом.

Породы	Пористость (%)	Плотность $\sigma$ (г/см <sup>3</sup> )	
		$\sigma_{\text{ср}}$	Интервал значений $\sigma$
почвы	23-69	2.0	1.5-2.4
пески	20-42	2.1	2.0-2.4
песчаники	2-55	2.3	2.1-2.8
известняки, доломиты	2-40	2.5	2.1-2.9
мергели	2-31	2.2	2.0-2.6

# Плотность полезных ископаемых

Тип полезного ископаемого	Плотность $\sigma$ (г/см <sup>3</sup> )	
	$\sigma_{\text{ср}}$	Интервал значений $\sigma$
<b>Рудные</b>		
Железные руды	4.0	3.7-4.3
Хромиты	4.0	3.3-4.3
Полиметаллические руды	4.0	3.2-5.5
<b>Нерудные</b>		
Газ	-	0.001-0.002
Нефть	0.9	0.7-1.1
Уголь каменный		1.3-1.4
Торф	0.7	-
Каменная соль	2.1	2.1-2.2