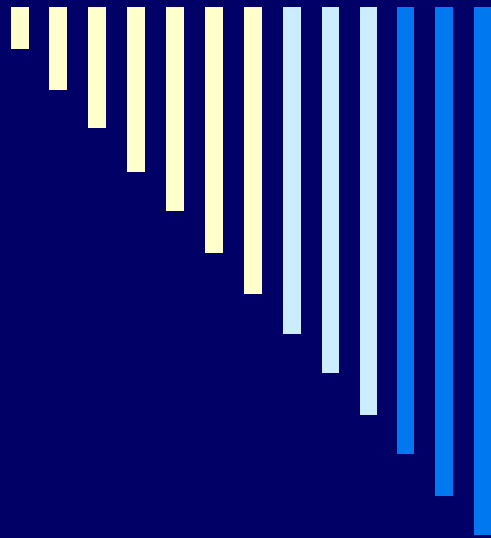




ВВЕДЕНИЕ В ГЕОФИЗИКУ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ

Семестровый курс
Лекция 1



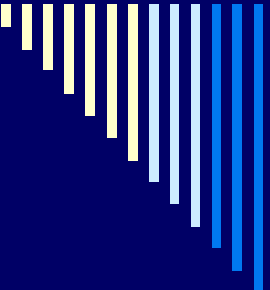
Содержание курса

1. Физика Земли. Основные черты строения Земли. Геофизические методы изучения недр. Сейсмология – наука о распространении упругих волн в Земле. Типы сейсмических волн. Прямые и обратные задачи сейсмологии.
2. Процессы в литосфере и их проявления. Тектоника плит. Модели подготовки землетрясений. Разломы. Роль флюидов. Землетрясения, индуцированные инженерной деятельностью человека. Сейсмичность на месторождениях углеводородов.
3. Геологическое время. Физические методы оценки возраста пород. Формирование месторождений углеводородов. Теории происхождения нефти. Геофизические методы разведки месторождений углеводородов. Гравиметрические и магнитометрические методы. Каротаж скважин. Пассивный сейсмический мониторинг.
4. Поисковая сейсмология. Получение, обработка и интерпретация сейсмических данных. Сейсмические источники и приемники. Оцифровка записей. Преобразование Фурье. Деконволюция. Миграция.



Содержание курса

5. Применение алгоритмов нелинейной динамики при анализе геомеханических процессов. Временные ряды сейсмических наблюдений. Представление сейсмического режима в фазовом пространстве. Фазовая точка и фазовая траектория. Динамические системы и их устойчивость. Аттракторы, их типы и физический смысл. Фрактальная размерность аттракторов. Бифуркации. Инерциальные многообразия. Параметры порядка.
6. Реконструкция аттракторов по временным рядам. Теорема Такенса. Метод Грасбергера – Прокачи оценки размерности аттракторов. Прогнозные возможности методов нелинейной динамики при анализе временных рядов и пространственно распределенных событий. Методы анализа пространственных структур сейсмичности. Энергетический критерий близости.



Содержание курса

8. Геомеханика и нефтедобыча. Понятие о геомеханической модели. Свойства пород и структура массивов. Классификация и основные свойства пород. Типы коллекторов.
9. Структура массивов горных пород. Иерархия блоков. Иерархия межблоковых промежутков. Иерархия поля напряжений. Упругие деформационные свойства породы в образце. Зависимость деформации от времени. Реологические модели. Механическая модель твердого тела со структурой
10. Прочностные свойства. Методы определения прочности. Зависимость прочности от размера образца. Критерии разрушения. Поверхности ослабления. Ориентация трещин. Механические свойства трещин. Испытания трещин. Инженерные свойства нарушений сплошности.
12. Проницаемость. Методы определения проницаемости. Проницаемость образца и проницаемость массива. Течение жидкости в системе трещин.
13. Некоторые инженерные задачи. Методы стимуляции скважин. Гидроразрыв пласта. Вибровоздействие на нефтяную залежь. Влияние геодинамических факторов на устойчивость магистральных трубопроводов.



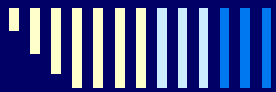
Введение в физику Земли

- Основные характеристики Земли.
 - Геофизические методы изучения недр.
 - Гравиразведка. Фигура Земли. Прямые и обратные задачи гравиразведки.
 - Магниторазведка. Магнитное поле Земли. Прямые и обратные задачи магниторазведки.
 - Сейсмология – наука о распространении упругих волн в Земле. Типы сейсмических волн. Прямые и обратные задачи сейсмологии.
 - Основные черты строения Земли.
-



ОСНОВНЫЕ ПАРАМЕТРЫ ЗЕМЛИ КАК ПЛАНЕТЫ

- Вокруг Солнца обращается 9 планет (в традиционном понимании этого слова). Все планеты обращаются в одну и ту же сторону, в эту же сторону вращается и Солнце. За исключением Урана и Венеры, все планеты вращаются вокруг своей оси в том же направлении, как и обращаются вокруг Солнца.
 - Плутон, согласно данным последних лет должен рассматриваться как объект пояса Койпера, расположенного за орбитой Нептуна и являющегося некоторым аналогом астероидного пояса между Марсом и Юпитером.
 - Орбиты планет близки к круговым, плоскости орбит близки к плоскости солнечного экватора. Почти вся масса Солнечной системы сосредоточена в Солнце (99.9%), а момент количества движения заключен в орбитальном движении планет (более 98%).
 - По своему вещественному составу планеты делятся на две группы:
 1. Меркурий, Венера, Земля, Марс (планеты земной группы);
 2. Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун (планеты-гиганты группы Юпитера).
-



Средний радиус Земли 6371,032 км,
полярный 6356,777 км,
экваториальный 6378,160 км.

Масса Земли $5,976 \cdot 10^{24}$ кг, средняя
плотность 5518 кг/м^3 .

Скорость обращения вокруг Солнца
29,765 км/с, период обращения 365,
24 солнечных суток, среднее
расстояние от Солнца 149,6 млн. км.

Скорость вращения Земли вокруг
собственной оси $7,292115 \cdot 10^{-5}$ рад/с,
период 23 ч 56 мин 4,1 с. Линейная
скорость поверхности Земли на
экваторе около 465 м/с. Ось
вращения наклонена к плоскости
эклиптики под углом $66^\circ 33' 22''$.





Геофизические методы изучения недр

- Сейсмологические методы
- Гравиметрические методы
- Измерения магнитного поля
- Измерения электрических и электромагнитных полей
- Геотермические измерения

Гравиметрические методы

В 1774-1776 гг. астроном Невил Маскелайн применил простой метод «взвешивания» Земли, основанный на теории тяготения Ньютона. Пусть m – масса отвеса, расположенного на расстоянии R от горы с массой M . Сила F притяжения груза к горе

$$F = mg \cdot \operatorname{tg} \varphi = G \frac{mM}{R^2}$$

где g – ускорение свободного падения, G – гравитационная постоянная. Сила притяжения груза Землей

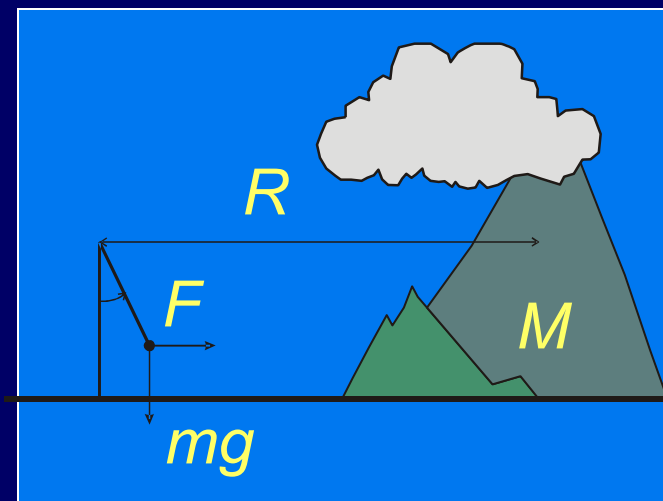
$$mg = G \frac{mM_E}{R_E^2}$$

тогда массу Земли M_E можно определить из соотношения

$$M_E = \frac{R_E^2 M}{R^2 \operatorname{tg} \varphi}$$

По оценке Маскелайна плотность Земли 4.5 г/см^3 , т.е. примерно в два раза больше плотности гранита.

В 1798г. лорд Кавендиш провел эксперименты по определению гравитационной постоянной G , что позволило более точно оценить плотность Земли как 5.45 г/см^3 . Это значение близко к современной величине 5.52 г/см^3 .



Определение фигуры Земли

- Пусть дано распределение плотности $\rho(r)$ вдоль направления $\theta = \theta_0$ и угловая скорость вращения ω . Требуется найти форму поверхности тела и его гравитационное поле, т. е. уравнения эквипотенциальных поверхностей вида $r = r(\theta)$ из условия

$$U(r) = V(r) + Q(r) = \text{const} \quad (1)$$

- где U – потенциал силы тяжести, V и Q – гравитационный и центробежный потенциалы:

$$V = G \int \frac{\rho(r')}{|r - r'|} dr'$$

$$Q = \frac{\omega^2}{2} r^2 \sin^2 \theta$$

- где G – гравитационная постоянная. Интегрирование производится по всему объему тела, ограниченному внешней поверхностью, форма которой подлежит определению. В более общем виде вместо распределения плотности задается уравнение состояния вещества планеты в форме зависимости плотности от давления p . В этом случае добавляется уравнение гидростатического равновесия Бернулли:

$$\frac{1}{\rho} \nabla p = \nabla (V + Q) = \nabla U$$

- Даже в случае постоянной по радиусу плотности все решения уравнения (1) для разных значений ω не найдены. Частные точные решения в виде эллипсоидов были получены Маклореном и Якоби, приближенные решения для равновесных фигур найдены Ляпуновым и Пуанкаре.

Определение фигуры Земли

- Для вращающихся сжимаемых тел с переменной плотностью существует несколько решений соответственно каждому значению ω . Поиск этих решения производится в предположении малости отклонений формы планеты от сферы путем разложения по полиномам Лежандра

$$(1) \quad \frac{1}{|\mathbf{r} - \mathbf{r}'|} = \frac{1}{r \sqrt{1 - \frac{2r' \cos \psi}{r} + \left(\frac{r'}{r}\right)^2}} = \begin{cases} \frac{1}{r} \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{r'}{r}\right)^n P_n(\cos \psi), & r' < r \\ \frac{1}{r'} \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{r}{r'}\right)^{n+1} P_n(\cos \psi), & r' > r \end{cases}$$

- где $\mathbf{r}$ и $\mathbf{r}'$ - радиус-векторы, ψ - угол между ними. Потенциал при $r' < r$ является внешним, при $r' > r$ - внутренним. Полиномы Лежандра

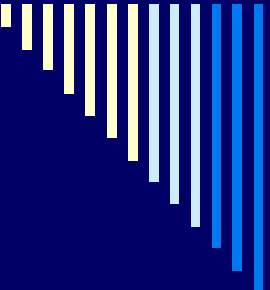
$$\int_{-1}^1 P_m(x) P_n(x) dx = \begin{cases} 0 & \text{при } m \neq n \\ \frac{2}{2n+1} & \text{при } m = n \end{cases} \quad P_n(x) = \frac{1}{2^n n!} \frac{d^n}{dx^n} \left[(x^2 - 1)^n \right]$$

- условие ортогональности
- Функция поверхностей ищется в виде разложения по полиномам Лежандра

- где s - средний радиус рассматриваемой уровенной поверхности. После подстановки разложений в (1) и приведения произведений полиномов Лежандра к их суммам потенциал силы тяжести преобразуется к виду

$$U(r, \theta) = \sum_{n=0}^{\infty} A_{2n}(s) P_{2n}(\theta)$$

- Получается система интегро-дифференциальных уравнений, решение которой определяет фигуру планеты, распределение плотности и гравитационное поле.



Определение фигуры Земли

- Удалось оценить плотность в центре Земли, пользуясь лишь экспериментальными данными о средней плотности пород на поверхности и величине силы тяжести.
- Эта плотность в XIX веке была оценена как величина в интервале $10 - 12 \text{ г/см}^3$, что оказалось близким к значениям, полученным при помощи современных методов с использованием сейсмических данных.
- Тело, форма которого принята для представления формы Земли, называется *геоидом*. Нормальное значение ускорения свободного падения на поверхности геоида описывается формулой:

$$\gamma_0 = g_0 \left(1 + \beta \sin^2 \varphi - \beta_1 \sin^2 2\varphi + \beta_2 \cos^2 \varphi \cos 2\lambda \right)$$

- где φ, λ - географические широта и долгота точки наблюдения, β, β_1, β_2 - коэффициенты, определяющие форму геоида, $\beta = 0.0053024, \beta_1 = 0.0000059, \beta_2 = 0$ $g_0 = 978.033 \text{ м/с}^2$

Аномалии силы тяжести

- Реальные измерения силы тяжести производятся на некоторой высоте над уровнем геоида. Поправка, которую вводят для учета этого обстоятельства, называется поправкой за свободный воздух. Ускорение гравитации на поверхности Земли равно

$$g = G \frac{M_E}{R_E^2}$$

- где M_E – масса и радиус Земли. Изменение ускорения свободного падения при изменении высоты будет определяться, как

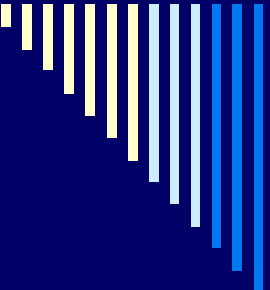
$$\Delta g_{\text{св.в.}} = \frac{\partial g}{\partial R} H = -2G \frac{M_E}{R_E^3} H = -2 \frac{g}{R_E} H = -0.3086 H (\text{мкс}^2/\text{с})$$

- где H – высота над уровнем моря в метрах.
- В реальности между точкой измерения на поверхности Земли и уровнем моря находится не воздух, а горные породы. Поэтому необходимо учесть влияние притяжения пород, расположенных между уровнем моря и точкой наблюдений:

$$\Delta g_2 = 2\pi G \rho H = 0.0419 \rho H (\text{мкс}^2/\text{с})$$

- где ρ – средняя плотность пород в г/см³, H – высота над уровнем моря в метрах. Наконец, вводится поправка за рельеф местности, которая определяет влияние притяжения неровностей рельефа. Разность между наблюдаемыми значениями силы гравитации и ее нормальными значениями с учетом всех вышеупомянутых поправок называется аномалией Буге:

$$\Delta g_B = g_n - \gamma_0 + \Delta g_1 + \Delta g_2 + \Delta g_3$$



Прямая и обратная задачи гравиразведки

- Нахождение аномалий силы тяжести от тел известной формы, глубины залегания, размера и плотности носит название **прямой задачи гравиразведки**.
- Определение местоположения, формы, глубины залегания, размеров и плотности тел по известным аномалиям силы тяжести называется **обратной задачей гравиразведки**.
- Рассмотрим в точке наблюдения (x, y, z) аномалию силы гравитации, создаваемую элементарной массой dm , находящейся в точке (x', y', z') . Пусть ось z направлена вниз к центру Земли, тогда

$$dg = G \frac{dm}{r^2} \cos \alpha = G \frac{dm}{r^2} \cdot \frac{z' - z}{r}$$

- где r – расстояние между точкой измерения и возмущающей массой, α – угол между вертикалью и линией, соединяющей точку измерения и рассматриваемую массу.
- Обозначив плотность притягивающей массы через ρ , а ее объем через dV , можно записать

$$dg = G \rho \frac{dV}{r^3} \cdot (z' - z)$$

- Такова будет аномалия силы гравитации, обусловленная массой, расположенной в пустоте. В реальных условиях аномальные включения расположены во вмещающей среде с некоторой плотностью ρ_0 , поэтому под массой dm надо понимать избыточную массу $dm = (\rho - \rho_0)dV$, так что

$$dg = G(\rho - \rho_0) \frac{dV}{r^3} \cdot (z' - z)$$

- Для расчета аномалии, создаваемой однородным телом объема V , нужно взять интеграл по объему тела:

$$\Delta g = G(\rho - \rho_0) \int_V \frac{(z' - z)}{r^3} dV$$

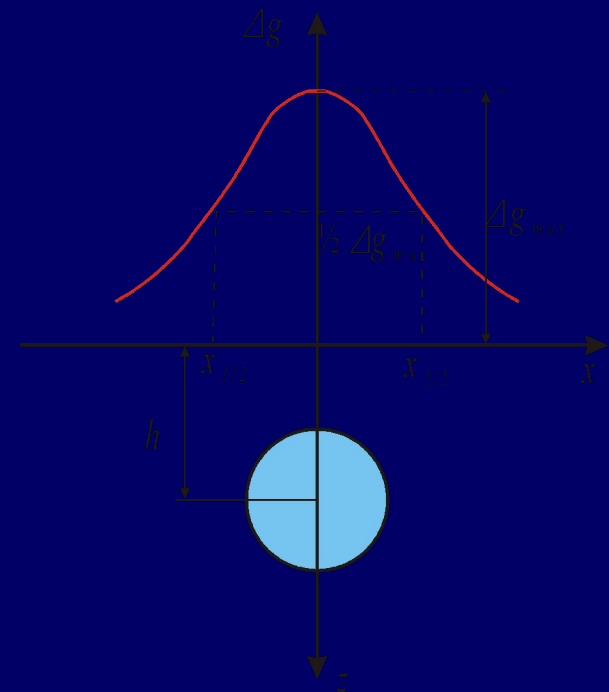
Гравитационная аномалия над шаром.

$$\Delta g = G(\rho - \rho_0) \int_V \frac{(z' - z)}{r^3} dV$$

- Прямая задача. Пусть однородный шар радиуса a и плотностью ρ расположен на глубине h в среде с плотностью ρ_0 .
- Учитывая, что притяжение однородным шаром происходит так, как если бы вся масса была сосредоточена в центре шара, и то, что $x'=y'=0, z'=h, y=z=0$, получим для шара

$$\Delta g = G(\rho - \rho_0) \frac{V}{r^3} \cdot h = G(\rho - \rho_0) \frac{V}{(x^2 + h^2)^{3/2}} \cdot h$$

- В плане изолинии аномалии силы гравитации будут иметь вид концентрических окружностей.



Гравитационная аномалия над шаром.

$$\Delta g = G(\rho - \rho_0) \frac{V}{r^3} \cdot h = G(\rho - \rho_0) \frac{V}{(x^2 + h^2)^{3/2}} \cdot h$$

- Обратная задача. Рассмотрим задачу о нахождении положения и массы шарообразного тела, создающего гравитационную аномалию. Пусть в некоторой точке аномалия достигает максимального значения $\Delta g_{\max}$. Обозначим положение точки, величина аномалии в которой становится в два раза меньше $\Delta g_{\max}/2$. В этой точке $x_{1/2}$

$$\Delta g = G \frac{M}{2h^2} = G \frac{Mh}{(x_{1/2}^2 + h^2)^{3/2}}$$

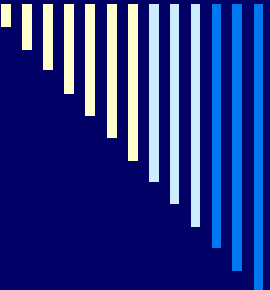
- откуда

$$2h^3 = (x_{1/2}^2 + h^2)^{3/2}$$

- Решив последнее уравнение, получим формулу для определения глубины залегания центра шара $h = 1.3x_{1/2}$. Зная h , легко найти избыточную массу M :

$$M = \frac{\Delta g_{\max} h^2}{G(\rho - \rho_0)}$$

- Если известны плотность вмещающих пород и плотность вещества шара, то легко найти и его размер.



Гравитационная аномалия над горизонтальным бесконечным цилиндром.

$$\Delta g = G(\rho - \rho_0) \int_V \frac{(z' - z)}{r^3} dV$$

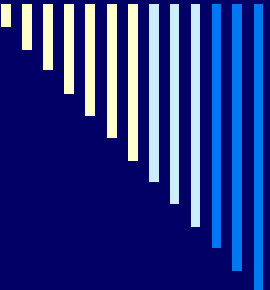
- Прямая задача. Рассмотрим бесконечно длинный круговой горизонтальный цилиндр радиуса R , расположенный вдоль оси y . Ось наблюдений x направим перпендикулярно простираению цилиндра.
- Притяжение однородным цилиндром происходит так же, как если бы вся его масса была сосредоточена вдоль оси цилиндра, с массой единицы длины, равной

$$\lambda = \frac{dm}{dy} = \pi R^2 (\rho - \rho_0)$$

- В таком случае

$$\Delta g = Gh\lambda \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{dy}{(x^2 + y^2 + h^2)^{3/2}} = Gh\lambda \frac{1}{x^2 + h^2} \cdot \frac{y}{\sqrt{x^2 + y^2 + h^2}} \Big|_{-\infty}^{+\infty} = \frac{2Gh\lambda}{x^2 + h^2} = \frac{2Gh\pi R^2 (\rho - \rho_0)}{x^2 + h^2}$$

- Графики зависимости величины аномалии гравитационного поля от расстояния по оси x над цилиндром и шаром внешне похожи. В плане изолинии гравитационной аномалии над цилиндром будут вытянутыми вдоль оси y параллельными линиями.



Гравитационная аномалия над горизонтальным бесконечным цилиндром.

- Обратная задача. Как и в случае шара, в точке $x=0$ гравитационная аномалия достигает максимального значения

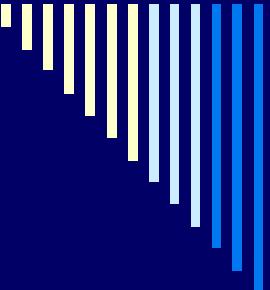
$$\Delta g_{\max} = \frac{2G\lambda}{h}$$

- Обозначим положение точки, величина аномалии в которой становится в два раза меньшей, как $x_{1/2}$. В этой точке

$$\Delta g_{1/2} = \frac{G\lambda}{h} = \frac{2G\lambda h}{x_{1/2}^2 + h^2}$$

- откуда $h^2 = x_{1/2}^2$
- т.о. глубина залегания цилиндра равна расстоянию от точки максимума аномалии до точки, где аномалия уменьшается в два раза.
- Линейная плотность $\lambda = \frac{\Delta g_{\max} h}{2G}$
- Если известна разность плотности среды и включения, легко определить радиус цилиндра .

$$R = \sqrt{\frac{\Delta g_{\max} h}{2G\pi(\rho - \rho_0)}}$$



Гравиразведка

Применяется для выявления структур, потенциально содержащих нефть, и оконтуривания их границ:

- соляных куполов,
- антиклинальных складок,
- рифтовых массивов,
- куполовидных платформенных структур.

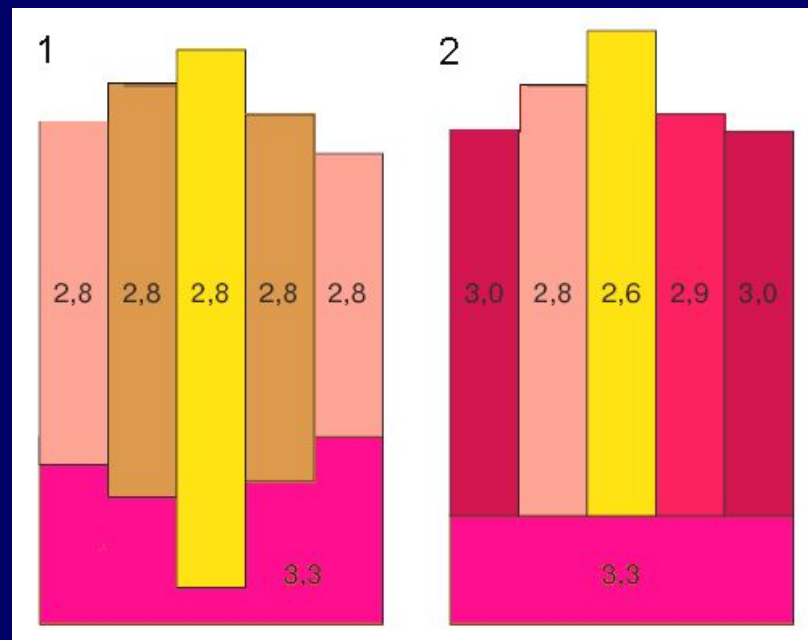
В качестве прогностического признака рассматривается отрицательная аномалия гравитационного поля малой амплитуды (0,05-1 мГал) над нефтегазовой залежью на фоне гравитационного максимума над окружающими структурами за счет более высокой плотности водоносных пород.

Принцип изостазии

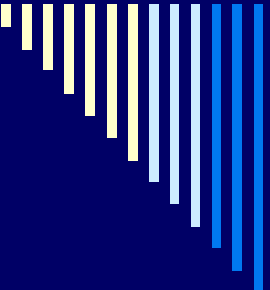
Геодезические работы близ горного массива Гималаев показали, что координаты астрономических пунктов из-за отклонений линии отвеса от вертикали отличаются от геодезических на 5.2", тогда как расчетное отклонение, связанное с притяжением гор в предположении однородного строения недр, составляет 27.9".

Для объяснения этого явления в 1855г. были предложены две модели **изостатического равновесия** недр Земли.

- **Эри:** земные блоки подобно айсбергами плавают на более плотной и более пластичной среде – верхней мантии. Под горными массивами должна иметься "подводная часть" с плотностью такой же, как в верхней части гор, но меньшей, чем плотность вмещающих пород.



- **Пратт:** если все породы разбить на блоки, то чем толще блок, тем меньше плотность. При этом вес всех блоков на некоторой поверхности, называемой поверхностью компенсации, один и тот же.



Литература

- Кочарян Г.Г., Турунтаев С.Б. Введение в геофизику месторождений углеводородов.
 - Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Теоретическая физика, т.VII. Теория упругости.
 - Родионов В.Н., Сизов И.А., Цветков В.М. Основы геомеханики.
 - Браун Д., Массет А. Недоступная Земля.
 - Болт Б. В глубинах Земли.
 - Жарков В.Н., Трубицин В.П. Физика планетных недр.
 - Рихтер Ч. Элементарная сейсмология.
-