Земно гравитационно поле. Маса и плътност на Земята. Приливни движения

Сила на тежестта. Маса и плътност на Земята. Приливни движения. Нормална стойност на силата на тежестта. Гравитационни аномалии. Съвременни движения на земната кора. Изостазия.

ЗАКОН НА НЮТОН ЗА ВСЕОБЩОТО ПРИВЛИЧАНЕ

Изучавайки падането на телата и движенията на планетите английския физик и математик Исак Нютон достига до извода, че всички тела в природата взаимодействат по между си чрез създадени около тях гравитационни полета, чрез сили на привличане наречени гравитационно взаимодействие.

1.1 Дефиниция за гравитационна сила.

1.1.1 Видове маса: Инертна маса; Гравитационна маса"

В класическата механика се изучават два вида маси, които се определят от различните свойства на телата които те описват. Физичната величина маса е мярка за инертността на телата. Гравитационната маса характеризира способността на телата взаимно да се привличат т.е. техните гравитационни свойства. За да се разграничат двата вида маси те се наричат инертна m_{in} и гравитационна m_g. С точни опитни данни е установена пропорционалността между тях. Това доказва че при подходящ избор на измерителна единица (кг) двете маси са тъждествени. Поради това във физиката се говори просто за маса и се приема че $m_{in} = m_g = m$.

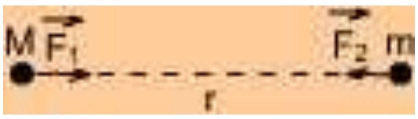
1.1.2 Дефиниция

Нютон дава следната дефиниция за силата на гравитационно привличане между телата:

"Силата с която две материални точки с маси M и m се привличат взаимно е правопропорционална на произведението от масите им и обратно-пропорционална на квадрата на разстоянието между тях."

Коефициента на пропорционалност се нарича гравитационна константа. Стойността на гравитационната константа експериментално за пръв път е определена през 1798г от английския физик Хенри Кавендиш. Отбелязва се със гръцката буква γ и има стойност: $\gamma = 6.673 \times 10^{-11}$ ms^{-2} (or N m^2 kg^{-2}),

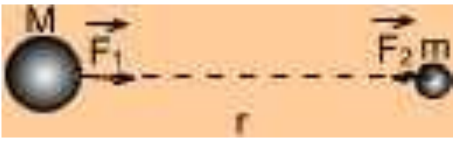
Силата на гравитационно привличане има за директриса правата съединяваща двете материални точки.



Поради малката стойност на гравитационната константа и малки маси на телата, които ни заобикалят гравитационните сили на привличане от тяхна страна са също малки.

1.2 Математически израз на големината на гравитационната сила

Същият закон е валиден за големината на силата, с която се привличат две хомогенни сферични тела с маси m и M разстоянието между които е r и е по-голямо от сумата на радиусите им.



Съгласно третият принцип на Нютон двете сили са с равни големини, но противоположни по посоки

$$|\vec{F_1}| = |\vec{F_2}|$$
$$F_1 \downarrow\uparrow F_2$$
$$\vec{F_1} = -\vec{F_2}$$

Когато трябва да се намира гравитационната сила в най-общият случай за несферични тела, чийто размери са значителни в сравнение с разстоянието между тях, телата се разделят на малки елементи за да може да се приложи закона за всяка двойка от тях. Гравитационната сила, действаща на едно от телата се получава, като се съберат всички сили, които действат на неговите елементи.

Следвайки дадената по-горе дефиниция, то математическият израз на закона на Нютон за гравитационното привличане между две тела се дава с формулата

$$F = \frac{\gamma.m.M}{r^2}$$

където r е разстоянието между телата (ако се възприемат като точки), m и M са масите на двете тела а γ е разгледаната по-горе гравитационна константа.

2. Гравитационно поле. Сила на тежестта

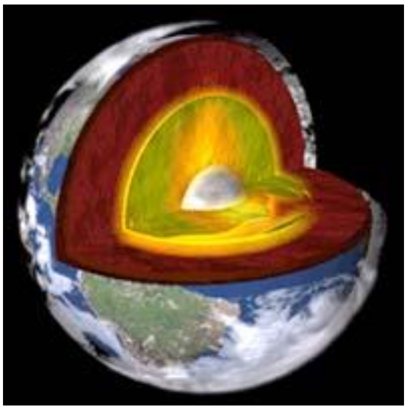
2.1 Гравитационно поле

Законът на Нютон за всеобщото привличане е израз на една от основите форми на взаимодействие между телата в природата. Телата (веществото) променят по особен начин свойствата на пространството като създават в него гравитационно поле. Гравитационното взаимодействие между телата не се осъществява непосредствено, а чрез гравитационни полета.

Гравитационното поле е едно от четирите фундаментални полеви форми на материята, която притежава инертност и енергия. Това поле се проявява в това, че при поставянето на друго тяло в него тялото се оказва под въздействието на гравитационната сила на привличане подчиняваща се на закона на Нютон за всеобщото привличане.

За интензитета на гравитационното поле може да се съди по силата действаща в дадена точка на пространството на единица маса. В природата не съществува място където да не действат гравитационните сили. За разлика от електромагнитното, слабото и ядреното взаимодействие в гравитационното взаимодействие участват всички частици имащи маса. В резултат на това то е все проникващо и това определя неговата универсалност.

2.2 Плътност и маса на Земята



Земята има най-голяма средна плътност сред планетите – 5.5 g/см^3. Тази плътност е почти два пъти по-голяма от плътността на скалите на повърхността й, което говори за нееднородност на Земята. Наистина нейното ядро е с много по-голяма плътност от тази на мантията и кората. Вероятно то е желязно, може би с примеси от други тежки метали, докато в кората преобладават сравнително леките съединения. Счита се, че ядрото на планетата се състои от разтопено желязо и никел, и е възможно да е с твърда среда.
Температурата е около 4000 градуса. Ядрото е обгърнато от силикатна мантия. Кората има дебелина около 10 км под океаните и 30 км, където са разположени континентите.
Земният радиус при екватора е R=6,378.135 км , а при полюса е R =6,356.750 км. Това позволява да се изчисли обема на Земята, а на базата на посочената по-горе плътност и нейната маса. Огромната маса на Земята води до факта, че тя взаимодейства гравитационно с всички околни космически тела (Слънцето, Луната и др.), както и с всички материални обекти на повърхността и или около нея.

2.3 Сила на тежестта

Гравитационната сила с която Земята действа на тяло (материална точка) с маса m, намиращо се на земната повърхност се изразява с формулата:

$$F = \frac{\gamma m M}{R^2}$$

в която M е масата на Земята а R е нейният радиус.
Силата F е насочена към центъра на Земята. Ако се пренебрегне денонощното въртене на Земята, тогава силата на тежестта $G=mg$ е равна на гравитационната сила F, като g е ускорението, което ще изпитва тялото под въздействието на гравитацията на Земята т.е. земното ускорение.

2.4 Земно ускорение

Приравняваме десните страни на горните двете уравнения и получаваме

$$mg = \frac{\gamma m M}{R^2} = const \qquad \Rightarrow \qquad g = \frac{\gamma M}{R^2}$$

като тази формула дава първото приближение за земното ускорение при сферична Земя и неотчитане инерционната сила, която телата изпитват поради въртенето на Земята.

Поради неидеалната сферичност на Земята на полюса, където разстоянието до центъра на земята е по-малко в сравнение с това до екватора, земното ускорение е по-голямо. При увеличаване на над морската височина земното ускорение намалява защото нараства разстоянието до центъра на Земята. В по-широк аспект като сила на тежестта на едно тяло може да се разглежда не само гравитационната сила на Земята, а равнодействащата на всички сили действащи на тялото на земната повърхност или около Земята. При изучаване на движението на телата близо до земната повърхност или по самата земна повърхност трябва да се отчете неинерциалността на отправната система, свързана с въртящата се около своята ос Земя, от която се наблюдават тези движения. Въртенето на Земята е определено спрямо всяка произволно избрана инерциална отправна система. Удобно е началото на координатната система, свързана със Земята, да се фиксира в центъра на Земята. Тогава ускорението на центъра на земята съвпада с постъпателното ускорение на въртящата се по земната орбита отправна система. Земята се върти практически равномерно около своята ос, поради което може да се приеме, че ъгловата й скорост е постоянна. В уравнението на движение на материална точка спрямо Земята влизат следните сили: силата на гравитационно привличане от страна на Земята $\overrightarrow{F_g}$, центробежната сила $\overrightarrow{F_c}$, кориолисовата сила $\overrightarrow{F_k}$, резултантната на силите на гравитационно привличане от страна на Слънцето, планетите, Луната, звездите и другите небесни тела $\overrightarrow{F_G}$, инерчната сила свързана с постъпателното движение на Земята $\overrightarrow{F}_{in}$ и резултантната на всички останали сили $\vec{F}$:

$$m\vec{a} = \overrightarrow{F_g} + \overrightarrow{F_c} + \overrightarrow{F_k} + \overrightarrow{F_G} + \overrightarrow{F_{in}} + \vec{F}$$

Основен принос в силата $\overrightarrow{F_G}$ дават гравитационните полета на Слънцето и Луната. Тези полета, особено полето на Луната, са нехомогенни. Големините на съответните гравитационни сили намаляват обратно пропорционално на квадрата от разстоянието. Но от Земята до Луната и Слънцето разстоянията са огромни в сравнение с размерите на Земята. Ето защо, когато се разглеждат движенията на телата близо до земната повърхност, може в първо приближение да се пренебрегнат неравномерностите на гравитационните полета на Луната и Слънцето (аналогично и за полетата на другите гравитационни източници) за разстояния от порядъка на диаметъра на земното кълбо. Може да се счита външното гравитационно поле в околностите на Земята за хомогенно. Съгласно обобщения закон на Галилей хомогенното гравитационно поле придава едно и също ускорение на всички тела, независимо от това в каква точка от полето се намират телата. Следователно в приетото приближение външното гравитационно поле придава на материалната точка ускорение $\overrightarrow{a_g}$, еднакво с това на центъра на земята. Ето защо

$$\overrightarrow{F_g} - m.\overrightarrow{a_g} = 0$$

и гравитационните сили на привличане от страна на Слънцето, Луната и другите небесни тела отпадат от уравнението на движение на материалната точка. Те напълно се компенсират от инерчната сила, възникваща при постъпателното движение на земята $\overrightarrow{F_{in}}$ в тези гравитационни полета. Силата $\overrightarrow{F_g}$ на гравитационно привличане от страна на Земята, а заедно с нея и векторната сума на $\overrightarrow{F_g}$ и $\overrightarrow{F_c}$,(в която $\overrightarrow{F_c}$ е центробежната сила) в следствие на обобщения закон на Галилей са пропорционални на масата *m* на материалната точка. Тази сума $\overrightarrow{F_g} + \overrightarrow{F_c}$ не зависи от скоростта на материалната точка спрямо земята и характеризира само гравитационното поле на Земята и полето на центробежната сила $\overrightarrow{F_c}$. В такъв случай за равнодействащата на силата на гравитационно привличане и центробежната сила може да се запише уравнението:

$$\overrightarrow{F_g} + \overrightarrow{F_c} = m.\vec{g}$$

Заместваме това уравнение в уравнението за движение на материалната точка и получаваме уравнението:

$$m.\vec{a} = m.\vec{g} + \overrightarrow{F_k} + \vec{F}$$

Величината $\vec{g}$ е една и съща за всички тела. Тя може да се изменя само при преход от една пространствена точка в друга. Физичният смисъл на векторната величина $\vec{g}$ може да бъде установен, като се допусне, че няма външни сили които да действат върху материалната точка $\vec{F} = 0$, а материалната точка е неподвижна спрямо земната повърхност (това от своя страна води до нулиране и на Кориолисовата инерчна сила $\overrightarrow{F_k}$**,**в резултат на което от последното уравнение се получава израза:

$$\vec{a} = \vec{g}$$

Следователно векторът $\vec{g}$ е ускорението на свободно падащо спрямо земята тяло при условие, че скоростта на тялото в разглеждания момент от време е равна на нула. Уговорката, която се прави относно скоростта на тялото, е необходима, защото при скорост на тялото различна от нула ще се появи допълнително кориолисово ускорение.

И така, ускорението при свободно падане може да бъде разглеждано като сума от ускоренията предизвикани от гравитационното привличане на Земята и инерчната центробежна сила, дължаща се на въртенето на Земята. Тази сума може да се изрази с уравнението:

$$\vec{g} = \overrightarrow{a_g} + \overrightarrow{a_c}$$

Ускорението

$$\overrightarrow{a_g} = \frac{1}{m}.\overrightarrow{F_g}$$

е предизвикано от гравитационното привличане от страна на Земята. Това ускорение може да бъде измерено, ако се изследва експериментално свободното падане на телата спрямо хелиоцентрична отправна система при условие, че бъдат екранирани всички полета освен земното гравитационно поле. Втората компонента в $\vec{g}$ е ускорението, което се придава на материална точка от страна на центробежната инерчна сила породена от въртенето на Земята около собствената й ос. На ускорението $\vec{g}$ отговаря силата на тежестта $\vec{G}$:

$$\vec{G} = m.\vec{g} = \overrightarrow{F_g} + \overrightarrow{F_c}$$

Или най-често силата на тежестта се разглежда като комбинация от силите, която тяло с маса m изпитва подари: 1) гравитационното привличане от Земята и 2) въртенето на Земята. Последната има две компоненти – центробежно ускорение поради въртенето с ъглова скорост ω и наличието на екваториално изпъкване поради баланса между само-гравитацията и въртенето.

2.5 Гравитационно поле на Земята

2.5.1 Гравитационно поле

Ускорението $\vec{g}$, причинено от въздействието на силата на тежестта върху тяло с маса m е вектор, който променя посоката и големината си за различни точки в пространството.

Разпределението на големината и посоката на ускорението $\vec{g}$ в пространството задава гравитационното поле на Земята.

На полюсите на Земята земното ускорение $\vec{g}$ изключително ще се дължи на земното привличане. Във всяка друга точка обаче, то ще бъде сума от ускорението в следствие на земното привличане и от центробежното ускорение Центробежната инерчна сила е причината отвесът в дадена точка от земната повърхност да се отклонява от посоката на силата на земното привличане в зависимост от географската ширина, а също и големината на вектора $\vec{g}$ да зависи от географската ширина.

За първи път ускорението е определено от Галилей. Като средна стойност за Земята може да се вземе $\vec{g} = 9.8\,ms^{-2}$ в системата S.I. В негова чест една от единиците за измерване на ускорението е Gal. $1\,Gal = 1cms^{-2} = 0.01\,ms^{-2} \approx 10^{-3}g$ Гравитационните аномалии често се мерят в $milliGal$ т.е. $10^{-6}g$ или $microGal$ т.е. $10^{-9}g$. Такава точност е постижима със съвременните гравиметри. Алтернативна единица е гравитационната единица ($1\,gu = 0.1\,mGal = 10^{-7}g$).

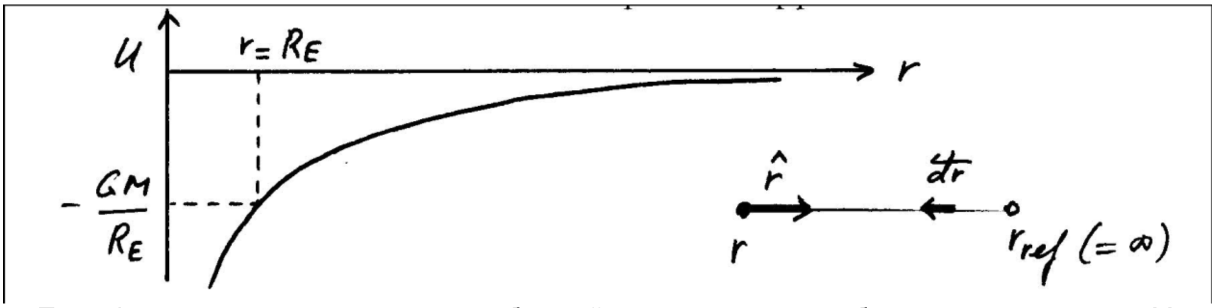
2.5.2 Гравитационен потенциал

В зависимост от положението си в гравитационното поле $\vec{g}$, породено от маса *M*, всяко тяло с маса *m* притежава гравитационна потенциална енергия. Тази енергия представлява работата *W* извършена върху масата *m* от гравитационната сила, породена от *M*, за придвижване на тялото от разстояние r_{ref} до r, като често $r_{ref} = \infty$. Гравитационният потенциал U е потенциалната енергия на единица маса. Или с други думи това е работата извършена от гравитационната сила $\vec{g}$ за единица маса. Потенциалът е скаларно поле, което от математическа гледна точка се обработва по-лесно. Както ще видим, от него лесно може да се изведе и векторното поле.

Гравитационното поле е консервативно, така че извършената работа зависи само от началното и крайно положения, но не и от начина, по който става придвижването. Следвайки общата дефиниция за потенциал във физиката, получаваме

$$U = \int_{r_{ref}}^{r} \vec{g}.\overrightarrow{dr} = -\int_{r_{ref}}^{r} \frac{\gamma.M}{r^2} dr = -\gamma.M \int_{\infty}^{r} \frac{1}{r^2} dr = -\frac{\gamma.M}{r}$$

U представлява гравитационния потенциал на разстояние r от маса М, като се предполага, че $U(\infty) = 0$ (виж фигурата по-долу.).



По дефиниция потенциалът е нула в безкрайност и намаля с приближаване към масата *M.*

Трябва да се има предвид, че $\vec{r}.\overrightarrow{dr} = -dr$, защото имат противоположни посоки

Потенциалът се получава чрез интегриране в пространството (по линия, площ или обем) на гравитационното поле $\vec{g}$. Вярно е и обратното – гравитационното поле или гравитационната сила на единица маса представлява пространствената производна (градиент) на потенциала.

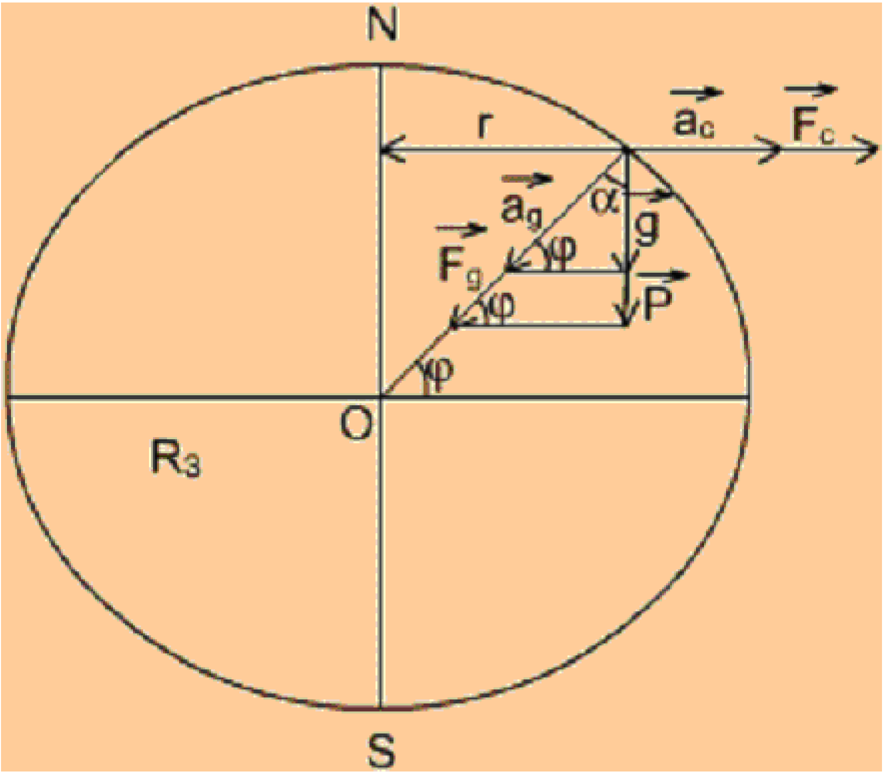
$$\mathbf{g} = -\frac{GM}{r^2}\hat{\mathbf{r}} = \frac{\partial}{\partial \mathbf{r}}\left(\frac{GM}{r}\right) = -\frac{\partial}{\partial \mathbf{r}}U = -\mathrm{grad}U \equiv -\nabla U$$

като е единичния вектор.

2.5.3 Зависимост на гравитационното поле от географската ширина

Нека материална точка се намира в точка от земната повърхност с географска ширина φ и разстояние *r* от земната ос. Ако височината на тялото над земната повърхност е малка, разстоянието *r* е приблизително равно на

$r = R\cos\varphi$, където $R = 6.4\times10^6 m$ е земният радиус. Силата на тежестта $\vec{G}$ е отклонена на ъгъл α от направлението на силата на гравитационно привличане към Земята $\vec{F_g}$. Това отклонение е малко, т.е. големината на центробежната сила $\vec{F_c}$ е значително по-малка от големината на силата на гравитационно привличане от страна на Земята.



Образуване на силата на тежестта като равнодействаща на силата на гравитационното привличане и инерчната сила

За триъгълниците образувани от силата на гравитационно привличане от страна на Земята $\vec{F_g}$, силата на тежестта $\vec{G}$ и центробежната сила $\vec{F_c}$ и съответстващи им ускорения (които са подобни) може да се приложи синусовата теорема:

$$\sin\alpha : \sin\varphi : \sin[180^0 - (\alpha+\varphi)] = \vec{F_c} : \vec{G} : \vec{F_g}$$

Изразявайки големините на силите чрез ускоренията които те създават се получават изразите:

$$\left|\vec{F_c}\right| = m.\left|\vec{a_c}\right| = m.\omega^2.\left|\vec{R}\right| = m.\omega^2.R.\cos\varphi$$

$$\left|\vec{G}\right| = m.\left|\vec{g}\right|$$

$$\left|\vec{F_g}\right| = m.\left|\vec{a_g}\right|$$

Замествайки тези три израза в синусовата теорема се получава израза:

$$\sin \alpha : \sin \varphi : \sin (\alpha + \varphi) = R.\omega^2.\cos\varphi : g : a_g$$

От тези изрази се получава отношението:

$$\frac{\sin \alpha}{\sin \omega} = \frac{R.\omega^2.\cos\varphi}{g}$$

От последното уравнение изразявайки синус алфа се получава израза:

$$\sin \alpha = \frac{R.\omega^2.\sin 2\varphi}{2.g}$$

От синусовата теорема може да бъде определена и зависимостта на земното ускорение $\vec{g}$ от географската ширина φ:

$$\frac{\sin \alpha}{\sin (\alpha + \varphi)} = \frac{g}{a_g}$$

Изразявайки $\vec{g}$ се получава релацията:

$$\frac{a_g.\sin \alpha}{\sin (\alpha + \varphi)} = \frac{a_g.\sin \varphi}{\sin \alpha.\cos \varphi + \cos \alpha.\sin \varphi}$$

Имайки в предвид, че синусът на малък ъгъл е приблизително равен на самият ъгъл $\sin \alpha \approx \alpha$, а косинусът му е равен на единица, то изразът за $\vec{g}$ се редуцира до релацията:

$$g = \frac{a_g.\sin \varphi}{\alpha.\cos\varphi} = \frac{a_g}{1 + \alpha.\cot g\, \varphi}$$

и окончателно получаваме:

$$g = \frac{a_g}{1 + \cos^2 \varphi} \approx a_g.(1 - 0.0034.\cos^2 \varphi)$$

Опитно установената формула за зависимостта на $\vec{g}$ от географската ширина се различава от полученият израз по численият коефициент пред $\cos^2 \varphi$
Тя има вида:

$$g = a_g.(1 - 0.0052.\cos^2 \varphi)$$

където $a_g = 9.8322 m/s^2$. Това различие на изведената от действителната формула не може да се обясни с приблизителните пресмятания които бяха направени по-горе при извеждане. Причината за това е, че Земята не е сферична, както бе прието при направеният извод, а сплеснат в полюсите сфероид. Силата на гравитационно привличане на Земята $\overrightarrow{F_g}$ (респективно ускорението която тя поражда $\overrightarrow{a_g}$ слабо варира в зависимост от географската ширина φ и е със около 0,2% по-малка на екватора, отколкото на полюсите. В резултат на това ускорението при свободно падане на телата $\vec{g}$ варира от $9.780\ m/s^2$ на екватора до $9.832\ m/s^2$ на полюсите. За стандартна е приета стойността $9.80665\ m/s^2$

3. Гравитационни аномалии

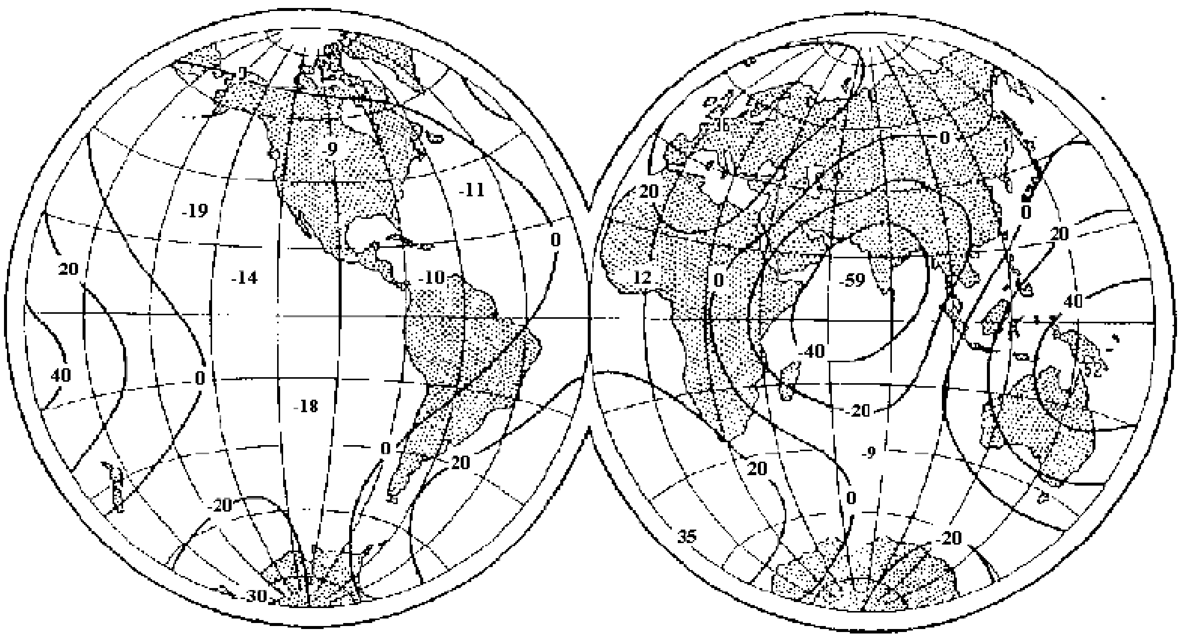
При измерване на гравитационното поле на Земята то винаги се определя референтно т.е. спрямо дадена стойност на силата на тежестта, която се счита за нормална. Ако Земята беше течна въртяща се планета, то за определяне на фигурата и би било достатъчно да се знае стойността на външния потенциал на силата на тежестта; тогава повърхността на Земята би била гладка повърхност, чието уравнение се определя от външния потенциал на повърхността на планетата. Три четвърти от повърхността на Земята е покрита от океани и при тях несмутената от ветрови течения повърхност точно съвпада с повърхността на такова въртящо се тяло, което в геофизиката се нарича геоид. Всъщност в геологически аспект на времето цялата Земя проявява свойства на течно тяло и повърхността и е близка до тази на геоида, като на сушата тя минава под релефа.

Геоидът се строи на два етапа, разделяйки външното гравитационно поле на нормално и аномалии. В началото се определя основната фигура – нормална фигура, а после се определят височините на геоида. (малки по стойност) до нормалната фигура. Като първо приближение за нормална фигура може да се разгледа Нютоновската сфера със среден радиус R_0 и средна плътност.

Сплестнатостта на Земята се мери чрез отношението $\varepsilon = (a - b)/a$, като a е максималния, а b минималния радиус. Тъй като отклонението на външния потенциал от Нютоновския *(Mγ/r)* е от порядъка на ε, то средната височина на геоида над сферата ще е около $\varepsilon R_0 \approx 21$ *км.* Тази величина е малка в сравнение с размерите на Земята, но голяма в сравнение с характерните височини на релефа. Ето защо за нормална фигура се избира елипсоид на въртене, който се явява еквипотенциална повърхност за нормалния потенциал. Понякога той се нарича *референс-елипсоид*; значенията на параметрите, които го определят се знаят с достатъчна точност. Стойността на силата на тежестта, определена от потенциала по тази еквипотенциална повърхност се нарича нормална стойност на силата на тежестта. При реалните измервания стойностите се различават от нормалните поради редица аномалии.

Нормалният елипсоид се явява доста добро приближение на геоида. Външният потенциал за геоида се различава от нормалния от порядъка на ε^2 и следователно отклонението на геоида от нормалния елипсоид е от порядъка $\varepsilon^2 R_0 \approx 70$ *м.*

На фигурата по-долу е показано разпределението на височините на геоида спрямо повърхнината на нормалния елипсоид. Данните са взети при наблюдение движението на изкуствени спътници, което дава по-равномерна картина от наземните измервания.



Разпределение на височините на геоида спрямо повърхнината на нормалния елипсоид

Вижда се напълно определена закономерност в разположението на минимумите и максимумите ба височините на геоида – така наречените вълни на геоида. Може да се отдели дълбок минимум над Индийския океан и максимум на север от Австралия, по-малък минимум в Америка и прилежащата част на Тихия океан, и Африканско-Европейски максимум.

Ако се съпоставят основните отклонения на гравитационното поле от нормалните му стойности с елементите на релефа на земната повърхност се вижда, че не съществува връзка между тях. Това важи както за разположението им, така и за интензивността им.

Така се стига до извода за независимост на височините на геоида (аномалиите в гравитационното поле) от строежа на земната кора, тъй като области с един и същи знак се разполагат в участъци както с континентален, така и с океански тип земна кора. Тогава най-правдоподобно е предположението, че източниците на тези аномалии са по-дълбоко – в мантията на Земята. Това се потвърждава и от обширността на наблюдаваните отклонения.

От независимостта на разположението на височините на геоида от релефа следва важния извод, че континенталните области са изостатически компенсирани; континентите плават в подкоровото вещество подобно на айсбергите в полярните морета (виж по-долу дефиниция на изостазия).

3.1 Нормално гравитационно поле и гравитационни аномалии

Както бе споменато, измерванията на гравитационното поле винаги се сравняват с неговите нормални стойности. Както видяхме, ако за нормални се считат стойностите характеризиращи референтния елипсоид, то тогава основните аномалии са свързани с разликите между елипсоида и геоида. Ако за нормално поле се счита това на геоида, могат да се идентифицират по-локални аномалии, свързани с други фактори.

Разглеждайки земния елипсоид или геоид, ние предполагаме, че Земята се състои от еднородно по плътност вещество. Тогава изменението на силата на тежестта по повърхността на Земята трябва да е обусловено само от изменението на потенциала на центробежната сила в зависимост от географската ширина и от различието между полярния и екваториален радиуси. Обаче, в реални условия изменението на силата на тежестта се отличава от теоретичното нормално разпределение, изчислено за повърхността на еднороден геоид или елипсоид. Тези различия на силата на тежестта от нормалната и стойност от нееднородното разпределени на плътността в Земята и особено в горните и части.

През 1971 г в Москва е определена формула за изчисляване на нормалната стойност на гравитационното поле в зависимост от географската ширина

$$\gamma_0 = 978,0318(1+0,0053024\sin^2\varphi - 0,0000059\sin^2 2\varphi)$$

Тогава разликата между наблюдаваната на гравитационното поле g и нормалната му стойност γ_0 се нарича гравитационна аномалия

$$\Delta g = g - \gamma_o$$

Аномалиите на силата на тежестта се създават основно от нееднородното разпределение на плътностите в земната кора и горната мантия. За да се отдели тази нееднородност, обаче, не е достатъчно само от наблюдаваната стойност да се извади нормалната и съставляваща. Стойността на силата на тежестта зависи от ред фактори като географската ширина, надморската височина, релефа, разпределението на плътностните нееднородности под точката на измерване и други. За да се изключи влиянието на тези фактори върху стойността на се въвеждат така наречените корекции или редукции. Имената на тези корекции определят и имената на аномалиите.

3.2 Аномалия в свободния въздух (аномалия на Фай)

При провеждане на гравиметрични измервания на земната повърхност обикновено точката на наблюдение е над морското равнище. За да са съпоставими измерваните значения, те биват привеждани към морското ниво, като се въвежда поправка ”за височина”. Смисълът на тази поправка е следния: Силата на тежестта на морското равнище се определя по известната формула

$$g = GM / R^2$$

където с G сме обозначили гравитационната константа. Ако точката на наблюдение е разположена на някаква височина *H* над морското равнище, то силата на тежестта се определя от

$$g_1 = GM/(R+H)^2$$

Или в случая силата на тежестта се променила на стойност

$$\delta g_1 = g - g_1 = GM(\frac{1}{R^2} - \frac{1}{(R+H)^2}) = \frac{GM}{R^2}[1-(1+\frac{H}{R})^{-2}]$$

Разлагайки израза в кръглите скоби по бинома на Нютон и вземайки само първия член от разлагането, то получаваме

$$\delta g_1 = 2GMH / R^3 \approx 2gH / R$$

Като заместим със средните за цялата Земя значения $g = 980.6\,Gal$ и $R = 6371.2\,km$, то получаваме

$$\delta g_1 = 0{,}3086H$$

където *H* се измерва в метри. Полученият израз за нормалния вертикален градиент на силата на тежестта е за невъртяща се Земя. Точният израз за този градиент ще се получи, като се прибави потенциала на центробежното ускорение $2\omega^2 H$. За надморска височина *H=1000 m* ще се получи

$$2\omega^2 H = 1{,}058 \cdot 10^{-8}(\text{сек}^{-2}) \cdot 10^{-5}(\text{м}) \approx 1 \text{ мгал.}$$

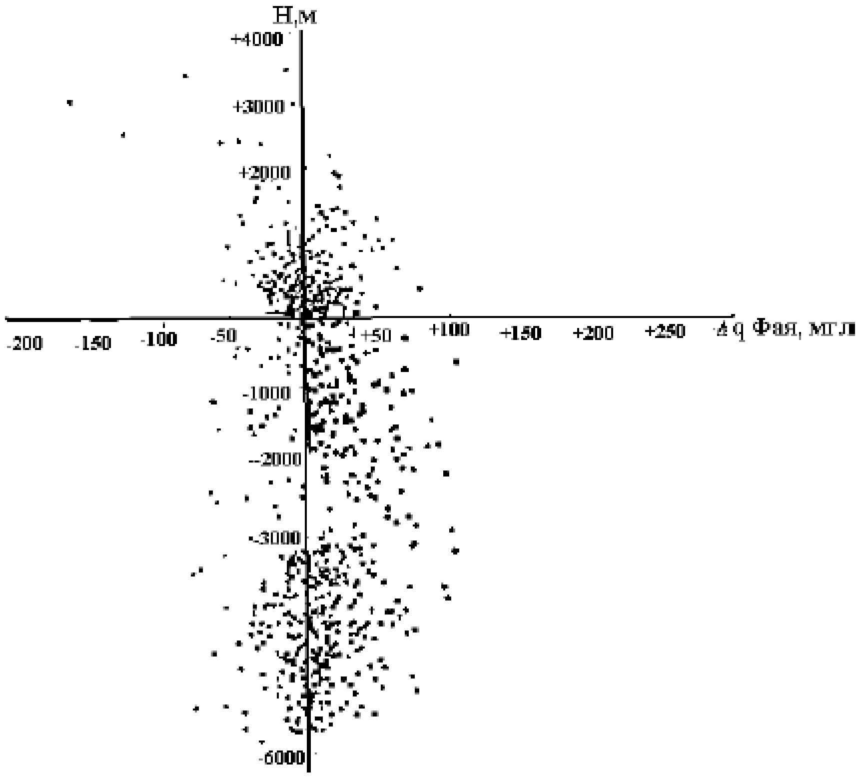
Очевидна е важността на тази корекция (аномалия), особено за силно пресечена местност. В общия случай за корекцията ‘по височина’ се получава

$$\delta g_1 = 0{,}3086H + 2\omega^2 H$$

Получената формула характеризира нормалното изменение на силата на тежестта с височината. Отчитайки корекцията ‘по височина’, може да се изчисли аномалията на силата на тежестта в свободен въздух като разлика между измереното и редуцираното към точката измерване

$$\Delta g_1 = g - \gamma_0 + 0{,}3086H$$

Получената по горната формула аномалия се нарича аномалия на Фай. Трябва да се има предвид, че при тази корекция не се отчита влиянието на масите (плътностните нееднородности), намиращи се между точката на наблюдение и морското ниво. Реално при измерванията тези маси ще оказват влияние и това има значение повече за планински местности с пресечен релеф, докато на равнина редукцията ‘по височина’ е константа. Или тази корекция в по-голяма степен отразява топографията, а се замаскирва ефекта от еднородностите под точката на измерване. В този аспект тя е по-удобна за изучаване на дълбочинната структура. На фигурата по-долу е показано разпределението на стойностите на тази корекция за различни региони по Земята за във височинния диапазон от -6000 м до +4000 м, като корекциите са получени чрез усредняване за достатъчно големи участъци ($5^0 \cdot 5^0 \approx 500$ км · 500 км). Вижда се, че стойностите на аномалията на Фай в повечето случаи не излизат от границите на ±50 Gal и голяма част от аномалиите са нули. Тези данни показват, че достатъчно големи площадки са вече добре компенсирани.



Разпределение на стойностите на корекцията за свободен въздух (аномалия на Фай) за различни региони по Земята за във височинния диапазон от -6000 м до +4000 м, като корекциите са получени чрез усредняване за достатъчно големи участъци ($5^0 \cdot 5^0 \approx 500$ км · 500 км).

3.3 Аномалия за промеждутъчен слой (аномалия на Буге)

За да се определи влиянието на промеждутъчния слой между точката на наблюдение и морското ниво е достатъчно да се изчисли притегателната сила на диск с дебелина *H*, безкраен радиус и плътност *ρ*

$$g = 2\pi G\rho H$$

Този израз показва, че силата на притегляне на безкраен диск не зависи от разстоянието на точката до диска, а зависи от масата на слоя. Ако се замести стойността на гравитационната константа $G = 6{,}6732 \cdot 10^{-8}$ $см^3 г^{-1} сек^{-2}$, ще се получи

$$g = 0{,}0451\rho H$$

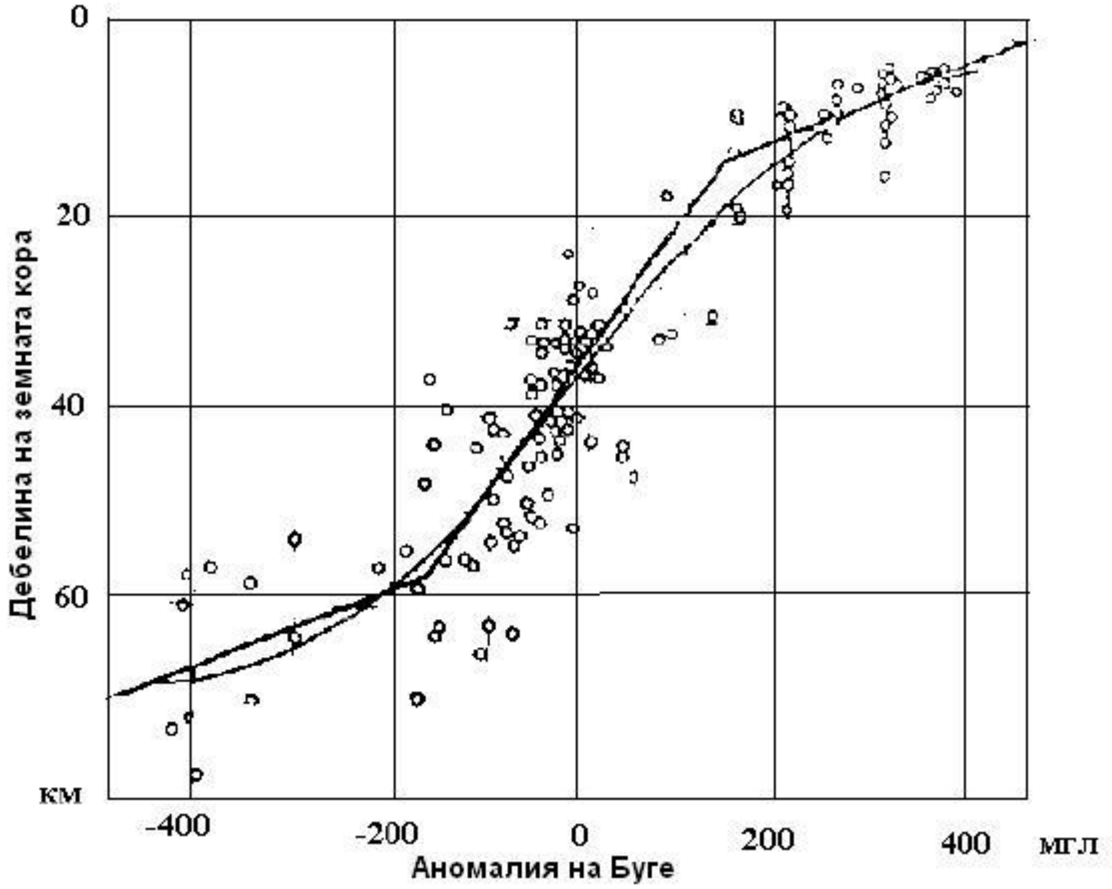
Това всъщност е и редукцията на Буге, характеризираща притеглянето на слой H, имащ плътност *ρ*. Величината

$$\Delta g_2 = g - \gamma_0 + 0{,}308H - 0{,}0418\rho H$$

се нарича аномалия на Буге. При измервания на морската повърхност при H=0 аномалията добива вид

$$\Delta g_2 = g - \gamma_0$$

Аномалията на Буге се обуславя основно от плътностни нееднородности, свързани с отклоненията на границите на границите на слоевете от хоризонтално положение и тя доста добре се корелира с дълбочината до границата на Мохоровичич, където има най-голям скок на плътността (около 0,4 г/см^3). Тази граница определя и дебелината на земната кора. На фигурата по-долу е дадена зависимостта между аномалията на Буге и дебелината на земната кора.



Зависимост между аномалията на Буге и дебелината на земната кора.

На фигурата по-долу се дава разрез на земната кора по 40^0 с.ш., получен от корелацията на горната фигура. Полученият разрез показва добрата корелация между Аномалията на Буге и границата на Мохоровичич

1- гранит с включением осадочных и метаморфических отложений; 2- базальт; 3- гипербазит; 4- глубина земной коры по сейсмическим определениям.

3.4 Понятие за изостазия

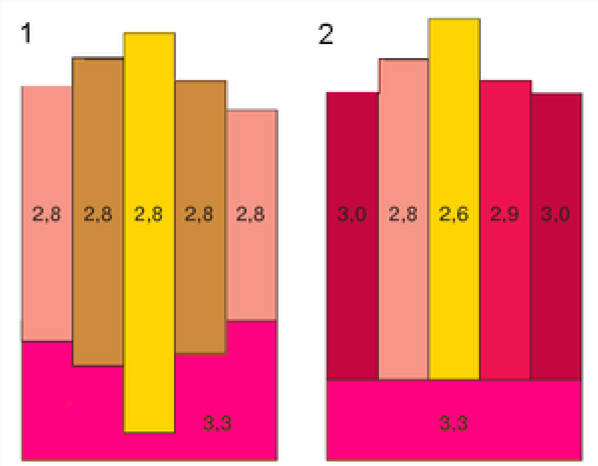
Теорията за изостазията е възникнала като резултат от първите гравиметрични измервания. Отначало се е считало, че в планините силата на тежестта трябва да е по-голяма в сравнение с равнините и океаните, тъй като самите планини имат маса. Измерванията, обаче, показали, че силата на тежестта малко се мени за различни релефи (т.е. планините не ‘тежат’ повече). Възникнало предположението, че под планините има огромни пещери, които компенсират допълнителната маса на планините. По-късно възниква хипотезата за изостазията, която обяснява направените наблюдения. Според тази хипотеза

Земната кора се намира в състояние на хидростатично равновесие, при което по-малко плътната земна кора (средна плътност 2.8 г/см^3) плава в по-плътната горна мантия (средна плътност 3.3 г/см^3), подчинявайки се на закона на Архимед

Изостазията не се проявява локално т.е. в изостатическо равновесие се намират достатъчно големи блокове (100-200км).

3.4.1 Изостатически модели за равновесие на земната кора

Изостатическите модели са предложени през 1855 от Дж. Ери и Прат. На фигурата по-долу е представена схематична рисунка, която представя равновесното положение при двата модела



Изостатически модели по Ери (1) и Прат (2)

- **Модел на Прат** – по модела на Прат долната част на земната кора е плоска и компенсацията се осъществява за сметка на различните плътности на блоковете в кората т.е. в блоковете, образуващи планините плътността трябва да е по-малка отколкото на тези в равнините (виж рисунката по-горе). Както се вижда, колкото по-висок е блокът, толкова по-малка средна плътност трябва да има той. Компенсацията на различните блокове става в мантията на някакво ниво *T*. По този начин ако ρ_1 и ρ_2 са плътностите на континенталния блок, ρ_3 – плътността на океанския блок, *H* – височината на блока над морското ниво, *P* – дълбочината на морето, то съгласно Прат са в сила следните равенства

$$\rho_1(T+H)=C_1,$$
$$\rho_2 T=C_2,$$
$$\rho_3(T-P)+\rho^w P=C_3,$$
$$C_1=C_2=C_3=C=const.$$

където ρ^w=*1.03 г/см*^{3} е плътността на морската вода.

- **Модел на Ери** – според този модел земната кора има навсякъде еднаква плътност ρ_0, но различна височина на блоковете и те като че ли плават в по-плътното вещество на мантията с постоянна плътност ρ. Следователно се предполага, че разликата в плътностите е постоянна величина $\rho - \rho_0 = \Delta\rho$. Дълбочината на потапяне на блока се определя от закона на Архимед – по-високият блок има по-дълбок корен в астеносферата от по-ниския. Условието за равновесие в случая се записва във вида $\rho_0 B = \rho b$, като B е мощността на коровия блок, b – дълбочината на потапяне на блока в астеносферата. Независимо от различните предположения в двата модела математически те не се различават – масите на блоковете до някаква фиктивна граница на компенсация T се оказват равни.

3.4.2 Отклонения от изостазията и процеси, свързани с нея.

Най-важното доказателство за изостазията е липсата на връзка между релефа и силата на тежестта. В някои райони на Земята, обаче, се наблюдават значителни отклонения от принципа на изостазията. Така например над зоните на субдукция винаги се наблюдават отрицателни гравитационни аномалии поради това, че там океанската кора притиска континенталната и това води до нарушаване на равновесието.

Друг интересен пример за действие на изостазията са големите вулканични острови в океаните. Такива вулкани за относително кратко време могат да изсипят огромен обем магма, който значително натоварва океанската кора и тя започва да се огъва, като древните вулкани (от типа на Хаваите) постепенно потъват под водата и се превръщат в коралови атоли.

Други отклонения от изостазията са свързани с ледниковите покривки, които се появяват и изчезват по-бързо отколкото може да се установи изостатическо равновесие. Пример за процеси, възстановяващи равновесието са процесите на бързо издигане на обширни области на кората след разтапяне на ледниците след ледниковия период (Скандинавия, Карелия, Колския полуостров, Канада и др.).

4. Приливно-отливни движения

Приливната сила е вторичен ефект от силата на тежестта (гравитацията) и е причина за приливите. Тя възниква, тъй като гравитационното поле не е постоянно по диаметъра на едно тяло. Когато едно тяло е под въздействието на гравитацията на друго тяло, полето може да се мени значително между близката и далечната страна на тялото. Това предизвиква напрежения в тялото и може да го деформира или дори да го разруши. Такива напрежения няма, ако гравитационното поле е еднородно, тъй като едно еднородно поле действа еднакво на всички части на тялото и ги ускорява еднакво в една и съща посока и с една и съща скорост

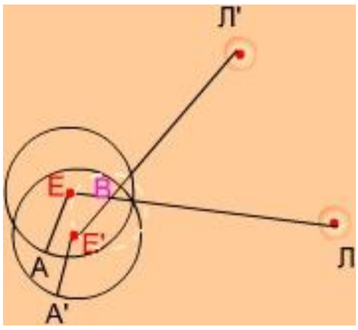
Приливите и отливите са периодични повдигания и спадания на нивото на океанската повърхност, причинени от промени в силите на гравитация, външни за Земята. Основното променящо се гравитационно поле е това на Луната, а друго с по-слабо въздействие е това на Слънцето.

Тъй като приливите и отливите създават течения на проводими течности вътре в земното магнитно поле, те от своя страна влияят на самото магнитно поле.
Загубата на енергия на въртене от Земята поради триене в приливите и отливите и гравитационните въздействия, предизивикани от приливните деформации на земното тяло, причиняват забавяне на въртенето на Земята и увеличаване на разстоянието й до Луната.

4.1 Характеристики на приливно-отливните движения

Всяка материална точка от земната повърхност изпитва не само гравитационната сила на Земята, но и гравитационните сили от други небесни тела. От тях най-важна роля играят гравитационната сила, произхождащата от Луната поради нейната близост, и гравитационната сила, произхождаща от Слънцето поради неговата огромна маса. Тези гравитационни сили предизвикват приливно-отливните движения, наблюдавани по земната повърхност.

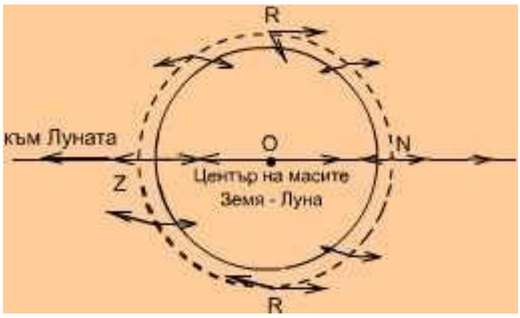
За да разберем характера на приливно-отливните сили, нека разгледаме качествено тези сили, пораждани от Луната. По същия начин се пораждат и приливно-отливните сили, произхождащи от Слънцето. Както е известно Земята и Луната се въртят около техния общ център на масите, който се намира на разстояние 0,73r от центъра на Земята (точка B на фигурата). При това въртене всяка точка от Земята изпитва центробежна сила. Лесно е да се види, че за всички точки от Земята тази центробежна сила ще е една и съща, равна по големина и по посока на центробежната сила, изпитвана от центъра на Земята.



Схематично положението на Земята и Луната в два момента

На фигурата по-горе е показано схематично положението на Земята и Луната в два момента. Центърът на Земята при това, като не се взема пред вид денонощното й въртене, ще се завърта по дъгата *EE'*. Всяка произволна точка от земната повърхност, например *A* от фигурата, ще се завърта по дъга със същата дължина и радиус, както и центъра на Земята. Центробежната сила, която ще изпитва всяка точна от Земята, следователно ще бъде равна по големина и противоположна по знак на центростремителната сила, която изпитва центъра на Земята. Привлекателната сила обаче за различните точки от земната повърхност ще бъде различна. За по-далечните точки на Земята от центъра на Луната тя ще е по-малка, а за по-близките по-голяма. От събирането на центробежната и привлекателната сила във всяка точка от земната повърхност се получава приливообразуващата сила, както е показано на фигурата по-долу. С пунктир е означена центробежната сила, а с непрекъсната стрелка - притегателната сила на Луната.

Подобно влияние оказва и Слънцето. Може да се изчисли, че неговата приливообразуваща сила е 2,17 пъти по-малка от тази на Луната. Най-силно се чувства действието на приливообразуващата сила върху океаните и моретата, нивото на водата на които се мени с период 24ч. 50м. (лунно денонощие). Едновременно се наблюдават и приливоотливни течения, които следват същата периодичност. Приливът достига максимални стойности, когато Слънцето, Земята и Луната се намират на една линия (новолуние и пълнолуние).



Образуване на приливообразуващата сила от събирането на центробежната и привлекателната сила във всяка точка от земната повърхност

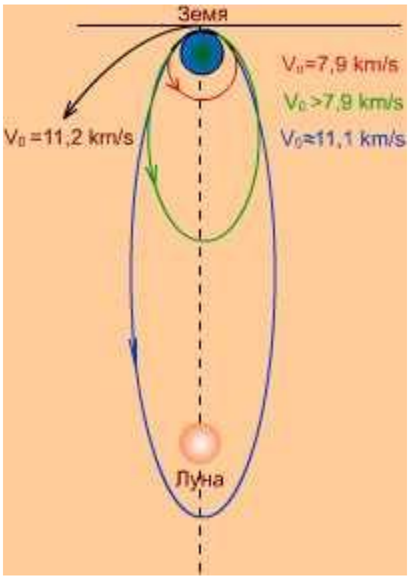
Най-малка големина имат приливите и отливите, когато направленията Земя-Луна и Земя-Слънце сключват ъгъл 90 градуса . Освен хидросферата приливоотливни движения извършва и земната кора, както и земната атмосфера, които обаче се наблюдават трудно.
Обяснението на приливообразуващата сила е било дадено най-напред от Нютон, а теорията на това явление по-нататък е разработена от Лаплас, Ери и др.

Допълнение

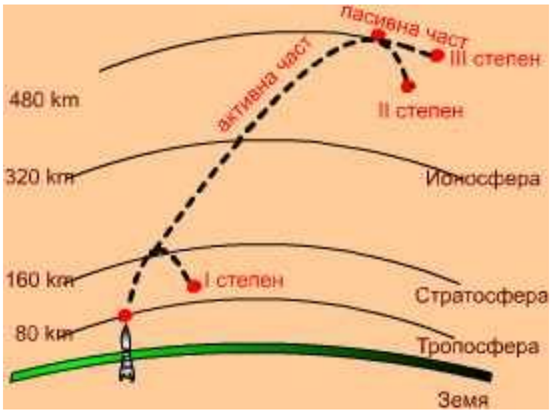
Космически скорости

Едно от най-крупните приложения на закона на Нютон за всеобщото привличана е овладяването на космоса. Възможността за изстрелване на космически спътници от Земята е предсказана още от Нютон. Ако от висок връх се хвърли тяло хоризонтално, с увеличаване на големината на началната скорост V_0 ще расте и далечината на полета.

При определена стойност на скоростта, наречена първа космическа, тялото ще започне да се движи около Земята?



Един космически апарат достига първа космическа скорост в така наречената активна част от траекторията си:



След изключване на двигателите в пасивната част от траекторията тела в космическият апарат са в състояние на безтегловност. Когато космическият апарат придобие скорост по-голяма от 7,9 km/s той се движи по крива наречена елипса. С нарастване на скоростта нейната сплеснатост се увеличава. За да може космическият апарат да стане спътник на Слънцето, най-малката скорост която той трябва да има е 11,2 km/s. Тази скорост се нарича втора космическа скорост.

Когато началната скорост е 16,5km/s космическият апарат напуска слънчевата система. При доближаването на друго небесно тяло (например Луната) движението на космическия апарат зависи от скоростта му спрямо приближавания обект. Ако скоростта му е нула или по-малка от първа космическа скорост за съответното небесно тяло, той ще падне на повърхността му. Ако тази скорост е по-голяма или равна на първа космическа скорост за небесното тяло, космическия апарат става негов изкуствен спътник. Когато скоростта е равна или по-голяма от втора космическа скорост апарата преминава покрай небесното тяло и се отдалечава от него.