

# A NEHÉZSÉGI ERŐTÉR IDŐBELI VÁLTOZÁSA

Völgyesi Lajos<sup>\*1,2</sup>



**Time variation of gravity field** - The gravity field of the Earth is a resultant of three different force field: the gravitational, the centrifugal and the tidal force field. Time variation of each component causes the time variation of gravity field. The theoretical figure of the Earth is continuously changing because of the time variation of gravity, potential surfaces of the gravity field continuously "pulsate" with amplitude of few dm in consequence of Earth's tide, flattening of the Earth is changing because of the decreasing rotation speed, and the inner mass rearrangements leads to the secular variation of geoid forms. All the possible reasons will be investigated in this paper which cause the time variation of Earth's gravity field.

**Keywords:** Earth's tide, time variation of gravitational constant, decreasing rotation speed, polar motion, expanding Earth, surface movements, mass rearrangements.

A földi nehézségi erő három különböző erőhatás: a tömegvonzási, a forgási centrifugális erő és az árapálykeltő erők eredője. Bármely összetevő időbeli változása a nehézségi erőter időbeli megváltozását eredményezi. A nehézségi erőter időbeli változása miatt a Föld elméleti alakja sem állandó: az árapály hatására a nehézségi erőter potenciál szintfelületei állandóan néhány dm-es amplitúdóval "löktenek", a tengelykörüli forgás szögsebességének csökkenése miatt a lapultság változik, a belső tömeg-átrendeződésekből pedig a geoid alakjának szekuláris változása következik. Az alábbiakban megvizsgáljuk mindazon okokat, amelyek a nehézségi erőter időbeli változásait eredményezik.

**Kulcsszavak:** árapály, gravitációs állandó időbeli változása, lassuló forgási szögsebesség, pólusmozgás, táguló Föld, felszínmozgások, tömeg-átrendeződések.

## Bevezetés

1583 táján Galilei vette észre, hogy a lengő inga periódusideje állandó, amikor a pisai székesegyházban egy lámpa lengését hasonlította össze a saját pulzusával. Hamarosan kiderült, hogy az inga lengésidejére hatással van az inga Földhöz viszonyított helyzete; az inga alacsonyabb helyeken és a pólusok közelében gyorsabban leng, mint a magasabb hegyeken és az egyenlítő vidékén. Ezzel megnyílt a lehetőség a földi nehézségi erőter vizsgálatára. Az első fonálinga mérésekkel mindössze három értékes jegyre, azaz csupán  $10^{-3}$  m/s<sup>2</sup> pontossággal sikerült meghatározni a nehézségi gyorsulás értékét. Később speciális fizikai ingákkal sikerült elérni a mGal pontosságot (1 Gal = 1 cm/s<sup>2</sup> – az elnevezés éppen Galilei tiszteletére született). A nehézségi erőter mérésében az igazi előretörést az asztatizáció alapelvét felhasználó rugós graviméterek alkalmazása jelentette, az ezekkel elérhető  $10^{-6}$  ÷  $10^{-7}$  m/s<sup>2</sup> mérési pontosság már megkövetelte a nehézségi erőter időbeli változásainak-, nevezetesen az árapály jelenségek hatásának figyelembe vételét. A mérőműszerek teljesítőképességének fejlődését az I. táblázatban láthatjuk összefoglalva.

Napjainkban a nehézségi erőter mérésére szolgáló műszerek elérték azt a pontosságot, amely mellett komolyan foglalkozni kell a nehézségi erőter nem árapály jellegű időbeli változásaival is. A legújabb szupravezető graviméterek nGal nagyságrendű mérési pontossága már megköveteli valamennyi elképzelhető gravitációs hatás időbeli változásának vizsgálatát és figyelembe vételét. Az alábbiakban számba vesszük és megvizsgáljuk mindazokat a lehetséges fizikai, geofizikai és földtani hatásokat, amelyek a nehézségi erőter legalább nGal nagyságrendű változását eredményezhetik.

<sup>\*1</sup> Budapesti Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem, Általános és Felsőgeodézia Tanszék

<sup>\*2</sup> Magyar Tudományos Akadémia Felsőgeodéziai és Geodinamikai Kutatócsoport  
H-1521 Budapest, E-mail: [volgyesi@eik.bme.hu](mailto:volgyesi@eik.bme.hu)

**I. Táblázat.** Nehézségi gyorsulás mérések pontosságának fejlődése.

mérési eszközök	felbontóképesség [m/s <sup>2</sup> ]	nagyságrend
egyszerű fonálinga	10 <sup>-3</sup> ÷ 10 <sup>-4</sup>	
speciális fizikai ingák, reverziós ingák	10 <sup>-5</sup>	(mGal)
korábbi kvarcgraviméterek (Worden, Askania, Shar- újabb (LaCoste-Romberg) graviméterek	10 <sup>-6</sup> ÷ 10 <sup>-7</sup> 10 <sup>-7</sup> ÷ 10 <sup>-8</sup>	
abszolút lézergraviméterek	10 <sup>-8</sup>	(μGal)
szupravezető graviméterek	10 <sup>-9</sup> ÷ 10 <sup>-11</sup>	(nGal)

### Az időbeli változások lehetséges okai

A Föld tetszőleges pontjában valamely  $m$  tömegű testre ható  $\mathbf{G}$  nehézségi erő (azaz a test súlya):

$$\mathbf{G} = \mathbf{F} + \mathbf{F}_f + \mathbf{F}_a \quad (1)$$

ahol  $\mathbf{F}$  az  $m$  tömegre ható Newton-féle tömegvonzás,  $\mathbf{F}_f$  a forgási centrifugális erő és  $\mathbf{F}_a$  a Földön kívüli égitestektől származó árapálykeltő erő. Az ennek megfelelő térerősség, illetve gyorsulás:

$$\mathbf{g} = \mathbf{g}_n + \mathbf{g}_f + \mathbf{g}_a$$

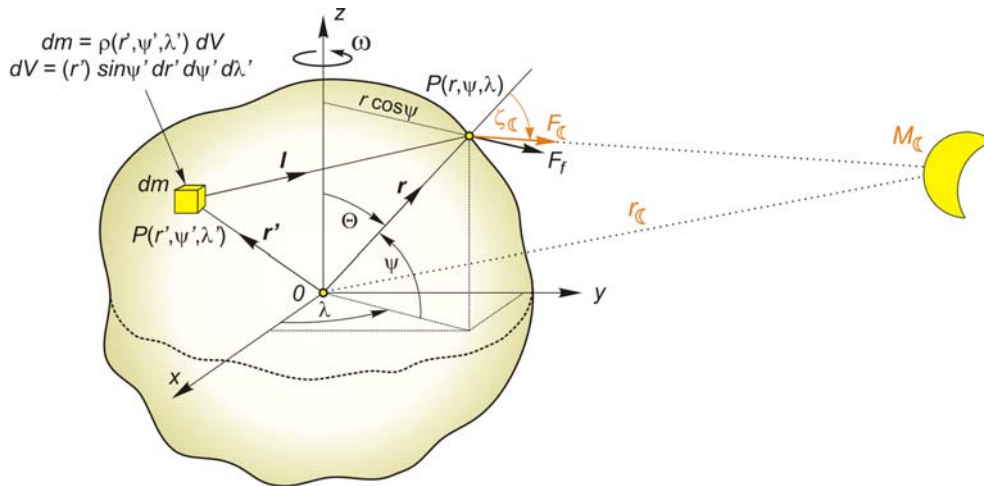
ahol

$$|\mathbf{g}_n| = k \int \int \int_{r', \psi', \lambda'} \frac{\rho(r', \psi', \lambda') r'^2 \sin \psi'}{(r - r')^2} dr' d\psi' d\lambda' \quad (3)$$

$$|\mathbf{g}_f| = \omega^2 r^2 \cos^2 \psi \quad (4)$$

$$|\mathbf{g}_a| = kM_{\zeta} \frac{r}{r_{\zeta}^3} (3 \cos^2 \zeta_{\zeta} - 1) + kM_{\odot} \frac{r}{r_{\odot}^3} (3 \cos^2 \zeta_{\odot} - 1) + \dots \quad (5)$$

az 1. ábra jelöléseinek megfelelően, és  $k$  a gravitációs együttható (Völgyesi 1999). Az árapálykeltő erőtér közelítő számítása esetén csak a Hold ( $\zeta$ ) és a Nap ( $\odot$ ) hatását vettük figyelembe.



**1. ábra.** Jelölések a földi nehézségi erő összetevőinek számításához

A (3), (4) és az (5) összefüggések alapján a tömegvonzási, a forgási centrifugális és az árapálykeltő erő hatását figyelembe véve megállapítható, hogy melyek azok a mennyiségek, amelyek időbeli változása a nehézségi erőter időbeli változását eredményezheti. Jelöljük  $(t)$ -vel azokat a tagokat, amelyeknek valamilyen okból szerepe lehet a nehézségi erőter időbeli változásában:

$$g(t) = k(t) \int \int \int_{r(t), \psi'(t), \lambda'(t)} \frac{\rho(r', \psi', \lambda', t) [r'(t)]^2 \sin[\psi'(t)]}{[r(t) - r'(t)]^2} dr' d\psi' d\lambda' +$$

$$+ [\omega(t)]^2 [r(t)]^2 \cos^2 \psi(t) + \dots \quad (6)$$

$$+ k(t) M_{\oplus}(t) \frac{r(t)}{[r_{\oplus}(t)]^3} \{3 \cos^2 [\zeta_{\oplus}(t)] - 1\} + k(t) M_{\odot}(t) \frac{r(t)}{[r_{\odot}(t)]^3} \{3 \cos^2 [\zeta_{\odot}(t)] - 1\}$$

A (6) összefüggés alapján a II. táblázatban összefoglaltuk az időbeli változás lehetséges okait, majd a táblázat szerinti sorrendben részletesebben megvizsgáljuk a kiváltó okokat.

II. Táblázat. A nehézségi erőter időbeli változásának lehetséges okai.

$\delta g_a$	árapály $\{ k(t), r(t), M_{\oplus}(t), r_{\oplus}(t), \zeta_{\oplus}(t), M_{\odot}(t), r_{\odot}(t), \zeta_{\odot}(t), \dots \}$
$k(t)$	gravitációs állandó időbeli változása
$\omega(t)$	lassuló forgási szögsebesség
$\psi(t), \lambda(t)$	pólusmozgás
$r(t)$	táguló Föld
$\rho(r', \psi', \lambda', t)$	sűrűségváltozás
$r(t)$	felszínmozgások
$r'(t)$	tömegátrendeződések

### Az árapály

A nehézségi erőter legjelentősebb változása a Földön kívüli égitestek – elsősorban a Hold és a Nap – által okozott tömegvonzás következménye. Az árapály sokfajta különböző periódusú és amplitúdójú hullámból tevődik össze és a nehézségi erőter rövid periódusú változásait okozza. Az erőter időbeli változásainak vizsgálata során érdemes különválasztani az árapály következtében kialakuló-, és a nem árapály jellegű változásokat. Az elkülönítésnek több kézenfekvő indoka van. A legfontosabb ok az, hogy az árapály tized mGal nagyságrendű változása valamennyi más változásnál markánsabb, így az árapály hatását már a korábbi kisebb pontosságú graviméterek is „éreztek”. Ezért az árapály – ellentétben a többi egyéb időbeli változással – meglehetősen részletesen kutatott és feltárt jelenség, amit különböző modellekkel jól le tudunk írni (Melchior, 1976, Wenzel, 1996). A nagy pontosságú mérések esetében fontos tudni, hogy a tengeri árapály még a kontinensek belsejében is hat, döntő mértékben a félnapos ( $M_2, S_2$ ) hullámok esetében közepes szélességeken a tengerektől 1000-1500 km-re a hatás 1-2  $\mu$ Gal lehet (az egyenlítő térségében ez akár a 3  $\mu$ Gal értéket is meghaladhatja. A továbbiakban csak a nehézségi erőter nem árapály jellegű változásaival foglalkozunk.

### A gravitációs “állandó” időbeli változása

A Newton-féle tömegvonzást leíró egyenletben szereplő  $k$  együttható állandósága a mérési pontosságon belül csupán az emberi megfigyelés eddig rendelkezésre álló igen rövid időtartamára vonatkozik. Ma már tudjuk, hogy a klasszikus mechanika törvényei is csak az emberi élet méretarányához viszonyítva tekinthetők közelítőleg érvényesnek, az igen nagy sebességű jelenségek leírására nem alkalmasak. Hasonlóképpen kiderült, hogy pl. a klasszikus elektromágneses elmélet sem alkalmazható az igen kicsi, atomi méretű mikrovilágban. Nincs okunk azt sem feltételezni, hogy a

klasszikus fizika törvényei az univerzum végtelen hosszú kozmikus időskáláján minden tekintetben ugyanúgy működnek, mint az általunk megfigyelt igen rövid időtartam alatt.

*P.A.M. Dirac* Nobel-díjas fizikus néhány univerzális állandóból képzett dimenzió nélküli szám vizsgálatából arra a merész következtetésre jutott, hogy a gravitációs "állandó" értéke fordítottan arányos a világegyetem (vagy a világegyetem egy részének) a korával, vagyis a gravitációs állandó értéke az időben csökken (*Dirac 1937*). Később ezt az elképzelést *Gilbert (1956)* az általános relativitáselméletből bizonyos feltételezések mellett levezette. A gravitációs együttható időbeli változása ma még nem bizonyított, de az elméleti és az asztrofizikusok körében ismert hipotézis.

Egyes elképzelések szerint a gravitációs együttható értékének csökkenése kapcsolatba hozható a csillagászati megfigyelésekből jól ismert *Hubble-effektussal*. Ennek az a lényege, hogy a színképelemzések során tapasztalható ún. vöröseltolódás azt mutatja, hogy a galaxisok annál gyorsabban távolodnak, minél messzebb vannak tőlünk. A távolodási sebesség és a távolság aránya állandó, ennek értéke a  $H$  Hubble-konstans. A csillagászati megfigyelésekkel összeegyeztethető dinamikus relativisztikus modellekben a tágulás kezdete óta eltelt idő nagyságrendileg  $t = 1/H$ , azaz mintegy 10 milliárd év (a Hubble-állandó lehetséges értéke tehát:  $H \approx 3 \cdot 10^{-18} \text{ s}^{-1}$ ). A gravitációs együttható csökkenése igen lassú, *Nielsen (2003)* vizsgálatai szerint

$$\frac{1}{k} \frac{\partial k}{\partial t} = -\frac{1}{3} \frac{1}{t}, \quad (7)$$

ahol

$t$  az univerzum jelenlegi életkora.

Próbáljuk megbecsülni, hogy a  $k$  időbeli változása milyen nagyságrendű változást okozhatja a földi nehézségi erőternek. A  $g = kM/r^2$  nehézségi erőtér időbeli változása

$$\frac{\partial g}{\partial t} = \frac{M}{r^2} \frac{\partial k}{\partial t} + kM \frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{1}{r^2} \right) \frac{\partial r}{\partial t}. \quad (8)$$

Mivel *Nielsen (2003)* szerint

$$\frac{1}{r} \frac{\partial r}{\partial t} = -\frac{1}{k} \frac{\partial k}{\partial t}, \quad (9)$$

ezért a (7), (8) és a (9) figyelembe vételével

$$\frac{1}{g} \frac{\partial g}{\partial t} = -\frac{1}{t}.$$

Ez alapján a földtörténet különböző időpontjaira a *III. táblázatban* látható  $g$  értékek számíthatók.

**III. táblázat.** A  $g$  értékének változása a gravitációs együttható csökkenése következtében az időben visszafelé haladva *Nielsen (2003)* szerint

$t [10^9 \text{ év}]$	0	0.5	1	2	3	4
$g [\text{m/s}^2]$	9.8	10.3	10.8	12.1	13.7	15.9

Megállapítható, hogy a  $g$  változása nem egyenletes, a csökkenése egyre lassúbb. A *III. táblázat* adatai alapján a  $g$  értéke az utóbbi 1 milliárd évben kb.  $1 \text{ m/s}^2$  értékkel változott, ami évente  $0.1 \mu\text{Gal}$  csökkenésnek felel meg. Ennek megbízható kimutatása a legújabb szupravezető graviméterekkel elvileg lehetséges.

Elképzelhető tehát, hogy a jelenleg alig néhány tizedes pontossággal ismert gravitációs együttható feltételezett rendkívül csekély éves változását ilyen módon hamarosan ki lehet mutatni, - feltételezve, hogy helyesek az elméleti megfontolásaink, továbbá a gravitációs együttható változásának hatását sikerül különválasztani több más egyéb gravitációs hatástól.

## A Föld lassuló forgási szögsebessége

Mivel a Föld tengely körüli forgásának szögsebessége nem egyenletes, ezért a centrifugális erő megváltozása miatt is változik a nehézségi erőtér. A nehézségi erőtér ezen változása a forgástengelytől mért távolság függvénye, ezért a Föld felszínén az egyenlítő mentén a legnagyobb, ettől északra és délre haladva csökken, a pólusoknál pedig már nem észlelhető.

A szögsebesség időbeli változásának mértéke az

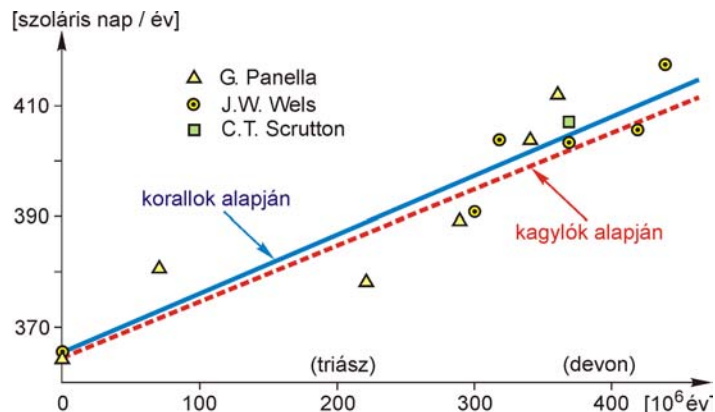
$$\dot{\omega} = \frac{d\omega}{dt} = \frac{d^2\varepsilon}{dt^2}$$

szöggyorsulással írható le; ahol

- $\omega$  a forgási szögsebesség,
- $\varepsilon$  pedig az elfordulás szöge.

A Föld forgási szögsebességének vannak szekuláris (paleoszekuláris), rövid periódusú és hirtelen bekövetkező, szabálytalan változásai.

A Föld forgássebességének szekuláris lassulását geológiai bizonyítékokkal sikerült alátámasztani és a földtörténeti korokra is kiterjeszteni (Denis et al. 2002, Varga, 2003). Erre pl. egyes ösmaradványok és üledékek vizsgálata nyújt lehetőséget. A melegvizű tengerekben élő bizonyos korallok és kagylók naponta mikroszkopikus vastagságú mészréteget választanak ki (Lambeck, 1978). A mészrétegek vastagsága az adott élőlények életkörülményeitől függ, melegebb időben a gyorsabb életműködés miatt vastagabb, hidegebb időben vékonyabb mészréteget fejlesztenek. Az ősi korallok és kagylók nap-, illetve évgyűrűi alapján (a mészlemez vastagságának periodikus változásából) az évek napjainak száma megállapítható. Néhány fontosabb vizsgálat eredményeit a 2. ábrán láthatjuk. Eszerint 200 millió évvel ezelőtt, vagyis a triászban az év napjainak száma kb. 380-390, míg kb. 400 millió évvel ezelőtt, a földtörténeti devon kor elején már 400-410 nap körül volt. A Föld tehát a régebbi korokban a mainál lényegesen gyorsabban forgott. A vizsgálatok szerint a forgási szögsebesség csökkenése az egész óriási időközben egyenletesnek tekinthető és az értéke a csillagászati megfigyelésekkel jó összhangban:  $\dot{\omega} = -(5.5 \pm 0.5) \cdot 10^{-22} s^{-2}$ .



2. ábra. A napok évenkénti számának változása az utóbbi 400 millió évben (Lambeck, 1978)

A Föld forgási szögsebességének változásait nagyon pontosan és egyenletesen járó atomórákkal is ki lehet mutatni úgy, hogy az általuk mutatott óraidőt összehasonlítjuk a csillagászati időmegtározások eredményeivel, amelyek természetesen a Föld forgási sebességének ingadozásait is tartalmazzák. Rochester szerint négy jól elkülöníthető rövid periódusú változás mutatható ki: a kétéves periódusú kb. 9 msec amplitúdójú változás, az éves periódusú kb. 20-25 msec amplitúdójú-, a féléves kb. 9 msec amplitúdójú-, valamint a hónapos és a kéthetes periódusú kb. 2 msec amplitúdójú változás (Rochester 1975). Ezek közül az éves periódusú változás amplitúdója a legnagyobb, amelynek okát a Föld tehetetlenségi nyomatékának évszakos megváltozásában kereshetjük.

A Föld forgási szögsebességének szabálytalan változásai markánsabban jelentkeznek és elérhetik az  $\dot{\omega} = \pm 10^{-20} \text{ s}^{-2}$  nagyságrendet, sőt az ugrásszerű, hirtelen változások akár  $\dot{\omega} = \pm 10^{-19} \text{ s}^{-2}$  nagyságúak is lehetnek (Rochester 1975). Ezen változások valamennyi okát még nem ismerjük pontosan, de feltehetően nagy szerepet játszanak a különböző meteorológiai folyamatok, valamint az árapálykeltő és az egyéb erők hatására a Föld belső szerkezetében bekövetkező változások.

A tengely körüli forgási szögsebesség változásának elsősorban azért van nagy jelentősége, mert a centrifugális erő megváltozása miatt a nehézségi erőtér, az erőtér szintfelületeinek alakja – tehát a Föld alakja is – időben változik. Ez a földtörténeti korok alatt a Föld lapultságának számottevő változását jelenti. A IV. táblázatban összefoglalva láthatjuk a forgási szögsebesség csökkenésének gravitációs hatását.

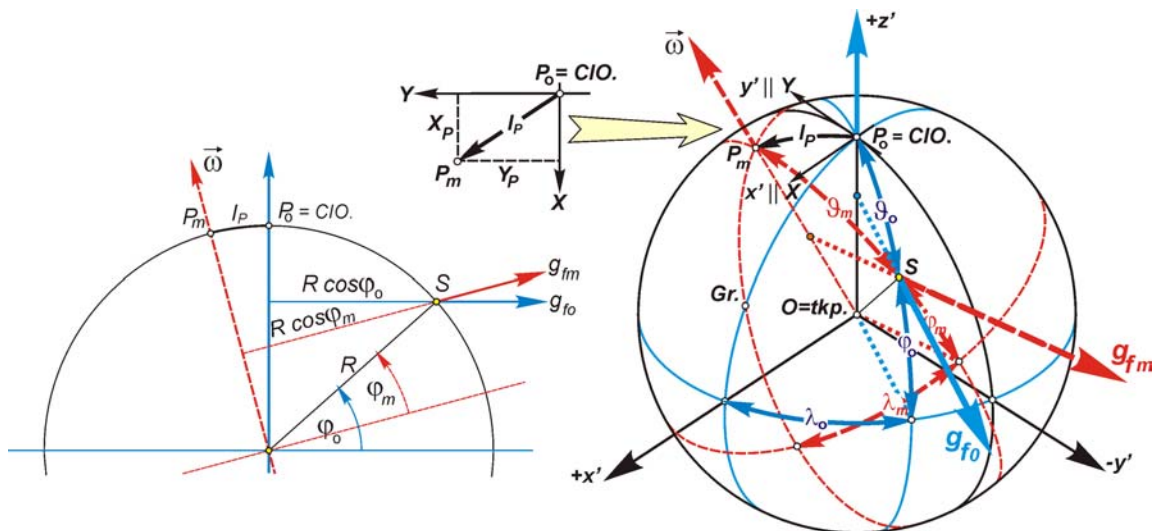
IV. táblázat. A  $g$  értékének változása az egyenlítő mentén a forgási szögsebesség csökkenése következtében

időpont	év hossza	forgási szögsebesség	centrifugális gyorsulás
jelenleg:	365 nap	$\omega = 7.2921151 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$	$g_f = 0.0338777 \text{ m/s}^2$
400 millió éve:	400 nap	$\omega = 7.9913571 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$	$g_f = 0.0406863 \text{ m/s}^2$

A táblázat adatai alapján egyszerűen kiszámítható, hogy a forgási sebesség lassulása következtében a nehézségi gyorsulás csökkenése közelítőleg 2 nGal/év, ami kb. 500 év alatt tesz ki 1  $\mu\text{Gal}$  értéket az egyenlítő vidékén.

### A pólusmozgás hatása

A pólusmozgás abban nyilvánul meg, hogy a Föld forgástengelyének a tömegéhez viszonyított elmozdulása miatt a pontok koordinátái, a földrajzi szélesség és a hosszúság kis mértékben folyamatosan változnak. Ennek megfelelően a 3. ábrán látható  $l_p$  nagyságú pólus-elmozdulás esetén az  $S$  megfigyelési pont eredetileg  $\varphi_0, \lambda_0$  koordinátái  $\varphi_m, \lambda_m$  értékre változnak. A pólusmozgás legfontosabb következménye, hogy megváltozik az  $S$  pont forgástengelyhez viszonyított helyzete, emiatt pedig a 3. ábrán látható módon a nehézségi gyorsulás vektor eredetileg  $\mathbf{g}_{f0}$  centrifugális gyorsulás összetevője a  $\mathbf{g}_{fm}$  vektorösszetevőre változik.

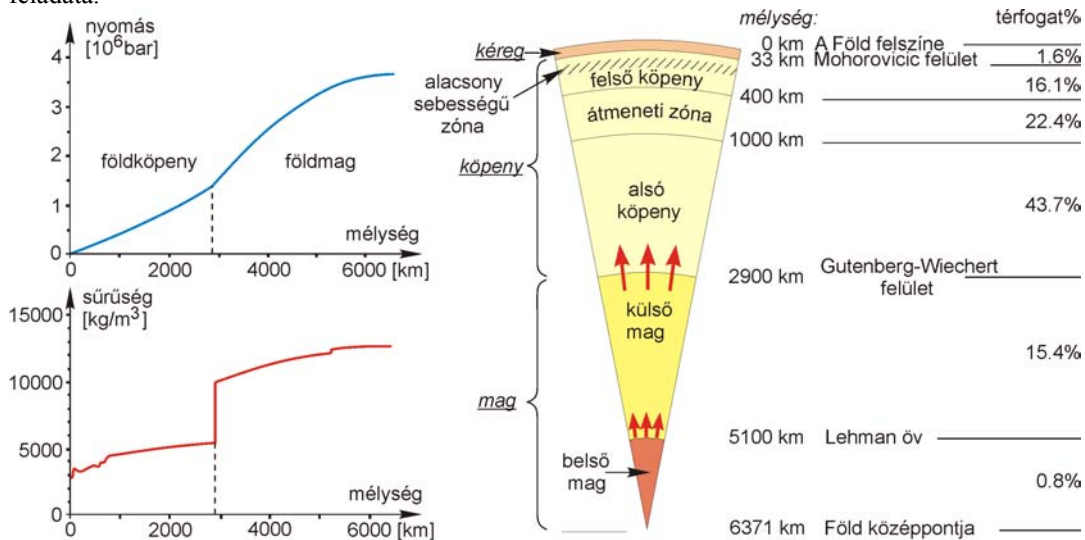


3. ábra. A pólusmozgás hatása

A pólusmozgás két összetevője a pólusingadozás és a pólusvándorlás (Völgyesi, 2002). A pólusingadozás következtében a forgástengely évi 10-20 m nagyságrendű közel periodikus elmozdulását tapasztaljuk. Ennek megfelelően a 3. ábra alapján egyszerűen kiszámítható, hogy ez a centrifugális gyorsulásnak a  $\varphi = 45^\circ$  szélesség környékén évente 5  $\mu\text{Gal}$  nagyságrendű kvázi-periodikus változását eredményezi, mely érték jó összhangban van korábbi mérésekkel (Amalvici, Debeglia, Hinderer, 2003). Ennél lényegesen nagyobb lehet a jelentősége a pólusvándorlásnak, ugyanis a földtörténeti korok folyamán a földrajzi pólus jelentős elmozdulásával lehet számolni. Sajnos erre vonatkozóan hosszabb időszakra még nincsenek pontos megfigyeléseink. Az eddig rendelkezésre álló mérések szerint az utóbbi 110 év alatt a közepes pólus több mint 10 métert mozdult el Kanada irányába, ami a nehézségi gyorsulásnak a  $\varphi = 45^\circ$  szélesség környékén mintegy 2-3  $\mu\text{Gal}$  nagyságrendű változását eredményezte.

### A Föld tágulásának hatása

A Föld tágulásának hipotézise alapvetően Egyed László (1970) nevéhez fűződik, akinek ez az elképzelése ma még nem bizonyított, pontos és minden apró részletre kiterjedő igazolása a jövő egyik nehéz feladata.



4. ábra. A Föld belső felépítése és a fontosabb fizikai paraméterei

A jelenség magyarázatához a különböző földmodellek közül az asztrofizikai földmodell ismerete szükséges. A modell szerint a 4. ábrán látható Gutenberg-Wiechert-felület és a Lehman-öv jelenlétét fizikai fázisátmenettel magyarázhatjuk. A modell fizikai alapját a csillagok belső felépítésének tanulmányozása adta. Vannak olyan típusú csillagok (pl. fehér törpék), amelyek belsejében a nagy sűrűség miatt az anyag nem molekuláris felépítésű, hanem *plazmaállapotban* van. Ennek eléréséhez az szükséges, hogy az anyag atomjai valamilyen okból olyan közel kerüljenek egymáshoz, hogy a szomszédos atomok külső elektronjai a kvantummechanika Pauli-féle kizárási elve megtartása mellett kölcsönhatásba lépjenek egymással (Jeffreys, 1976). Az asztrofizikai földmodell szerint az atomok a Föld belsejében elektronháj-szerkezetük segítségével veszik fel a nyomást. A nagy nyomás a földköpenyben rácsos szerkezetbe kényszeríti a részecskéket és így minden egyes atomnak a környezetéhez viszonyított helyzete meghatározott, az anyag ún. *normál fázisú* állapotban van. A földköpeny és a földmag közötti Gutenberg-Wiechert-féle diszkontinuitás olyan kritikus nyomásértékű felület, ahol az anyag speciális plazmaállapotba (az ultra nagy nyomású ún. *I. ultrafázisú* állapotba) kerül és a részecskék között alapvetően csak a Coulombe-féle elektrosztatikus erők lépnek fel. Ez az I. ultrafázisú állapot térfogatcsökkenéssel jár, ezért növekszik meg ugrásszerűen a sűrűség a 4. ábrán látható módon. A Föld középpontja felé haladva a nyomás további növekedésével a részecskék annyira közel kerülnek egymáshoz, hogy a nyomás felvételéhez plazmaállapot ellenére is rácszerű

elrendeződésbe, az ún. *II. ultrafázisú* állapotba kényszerülnek. Ilyen rácsszerű elrendeződésnek azonban a belső földmag határán a sűrűség újbóli ugrásszerű növekedése a következménye.

Vizsgáljuk meg, hogy mi történik a Föld belsejében a gravitációs együttható feltételezett csökkenése esetén! Ekkor csökkenni fog a Föld belsejében a  $g$  értéke, emiatt pedig hidrosztatikai nyomást feltételezve csökkenni fog a nyomás értéke is. A nyomás csökkenése miatt 5000 km mélységben az instabil nagyobb belső energiájú *II. ultrafázisból* az *I. ultrafázisba*-, a Gutenberg-Wiechert felület mentén pedig az *I. ultrafázisból* a normál fázisba alakul vissza az anyag, miközben mindkét fázisátalakulás sűrűségcsökkenéssel és így térfogat növekedéssel jár.

Egyed László érdekes bizonyítékokat talált a Föld térfogatának növekedésére. A földtörténet kezdetén a jelentős gravitáció miatt a kémiai elemek szétkülönülése következtében kialakult a felső gránitos összetételű közettartomány, amely réteg a hőszigetelés miatt megszilárdult és kialakult a mai magas életkorú kontinentális kéreg. A Föld térfogatának növekedése miatt ez az elsődleges gránitkéreg több helyen felhasadt és elkezdődött a másodlagos, fiatal bazaltkéreg kialakulása, melynek képződése az óceáni hátságok mentén a mai napig folyamatban van. A kontinentális gránitkéreg és a jelenlegi teljes földfelszín területi arányából bizonyos feltételek teljesülése esetén lehetőségünk van a kezdeti földszög, illetve a sugárnövekedés mértékének meghatározására. Egyed számításai szerint a gránitkéreg kialakulásakor mintegy 4 milliárd évvel ezelőtt a Föld sugara 3500-4000 km lehetett, ezért 4 milliárd év alatt a sugárnövekedés kb. 2500 km, azaz évente közel 0.6 mm. Egyed (1970) és Carey (1976) egyéb földtani vizsgálatok során hasonló értékeket kapott.

A vertikális gradiens normálértékével számolva az éves 0.6 mm sugárnövekedés a nehézségi gyorsulás csaknem  $0.2\mu\text{Gal}$  nagyságú éves csökkenését eredményezi. Ez pedig azt jelenti, hogy a Föld sugarának növekedése a ma rendelkezésre álló műszerekkel megfelelő mérési módszert alkalmazva egy-két évtizedes ismételt mérések során kimutatható lehet, amennyiben más egyéb gravitációs hatásoktól külön tudjuk választani (Biró, Völgyesi 1981; Biró 1983).

### A sűrűségváltozás hatása

Földünk jelentős területein laza fiatal üledékes kőzetek találhatóak a felszínen vagy a felszín közelében. Ezekre a kőzetekre jellemző a nagy pórustérfogat, ami lehetővé teszi, hogy jelentős mennyiségű vizet vagy akár különféle szénhidrogéneket tartalmazzanak. A nagy pórustérfogat és a laza kőzetszerkezet miatt bekövetkezhet a kőzetek további tömörödése, az ún. kőzetkompakció, – különösen abban az esetben, ha ezekből a kőzetekből szénhidrogén kitermelés vagy vízkivétel is történik. A kőzetek tömörödésével egyrészt megváltozik a kőzetek sűrűsége, másrészt a térfogatsökkenés miatt felszíni süllyedések keletkezhetnek. (A nagyságrendi tájékozódás kedvéért pl. ha az Alföld területén mintegy 400 m mélységben 10 m vastagságú vízáadó rétegből kiszivattyúzzuk a vizet, emiatt a sűrűség kb.  $200\text{ kg/m}^3$  értékkel-, a felszínen a  $g$  értéke pedig közel  $80\ \mu\text{Gal}$  értékkel lesz kisebb.)

### A felszínmozgások gravitációs hatása

A függőleges felszínmozgások során, a földfelszínen lévő pontok a Föld nehézségi erőterében más potenciálértékű helyre kerülnek, így az elmozdult pontokban más lesz a nehézségi erő értéke. A mai mérési pontosság mellett ez a változás már nem hagyható figyelmen kívül. Adott  $\Delta h$  nagyságú felszínmozgás mellett a  $\delta g$  változás mértéke a vertikális gradiens ( $VG$ ) értékétől is függ:

$$\delta g = \underbrace{\partial g / \partial h}_{VG} \cdot \Delta h .$$

A vertikális gradiens jól ismert normálértéke  $\partial g / \partial h = 0.3086\text{ mGal/m}$ , a valóságban azonban a  $VG$  értéke ettől jelentősen eltérhet, – magyarországi mérések és modellszámítások alapján pl. 0.25 és 0.34 mGal/m között változik (Csapó és Papp 2000, Csapó és Völgyesi 2002, Benedek 2002). A térben változó  $VG$  értékek miatt ugyanakkora  $\Delta h$  mértékű felszínmozgás esetén különböző pontokban más és más lehet a nehézségi erőter  $\delta g$  megváltozása.



Magyarország területén a függőleges felszínmozgások átlagos értéke 1mm/év, bár helyenként ez lehet 4-5 mm/év is, sőt pl. Debrecen területén eléri a 8mm/év értéket (Joó, 1998). Ezért 10 éves időtartam alatt a felszínmozgások miatt átlagosan 2-4  $\mu$ Gal, de bizonyos területeken akár 10-20  $\mu$ Gal változásra is lehet számítani. Találhatók azonban a Földön olyan területek is, ahol ennél lényegesen nagyobb elmozdulások mérhetők. Skandináviában a földkéregnek az izosztikus egyensúlyi állapot elérésére irányuló mozgása a kontinensrész évi 1 cm nagyságrendű tartós emelkedését eredményezi. Itt ennek megfelelően lényegesen nagyobb a nehézségi erőter éves változása is (Amalvict, Debeglia, Hinderer 2003).

## A tömegátrendeződések hatása

A nehézségi erőter domináns összetevője: a *tömegvonzási erőter*, elsősorban az erőteret keltő tömegek átrendeződése miatt változhat meg. Az átrendeződési folyamatokban résztvevő tömegek nagyságának, sűrűségviszonyainak és mozgási sebességének megfelelően kialakulhatnak a tömegvonzási, illetve a nehézségi erőter helyi, regionális és globális változásai; a mozgások jellegének megfelelően pedig lehetnek szekuláris, rövidperiódusú és rendszertelen (egyszeri) változások. Az alábbiakban röviden áttekintjük a lehetséges tömegváltozásokat.

### Légköri meteorológiai változások

A légkör tömege jelentős szerepet játszik a nehézségi erőter kialakításában. A légköri meteorológiai változások, elsősorban a légnyomás és a páratartalom változása a nehézségi erőter időbeli változását okozza. A tapasztalat szerint 1 mBar légnyomásváltozás kb. 0.3  $\mu$ Gal nagyságú g változást eredményez. Mivel a legkisebb és a legnagyobb légnyomás közötti különbség akár 50-60 mBar is lehet és 10-20 mBar értékű változás akár fél nap alatt is bekövetkezhet, ezért a g mérések során a légnyomás változását mindenképpen figyelembe kell venni, a graviméteres méréseket az árapály és a drift javításokkal egyidőben el kell látni a légnyomás korrekcióval is.

### Víz tömegek mozgása

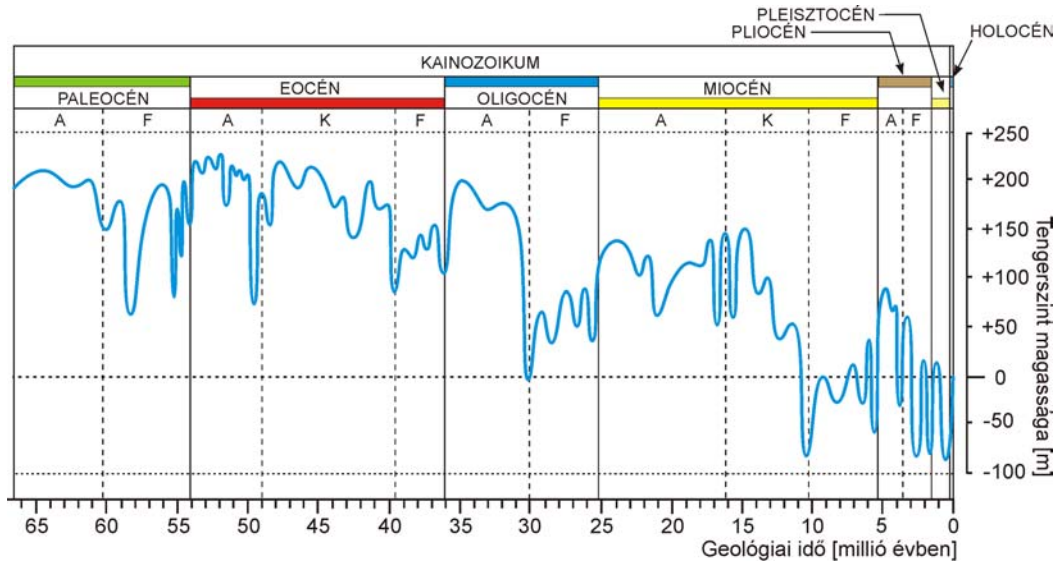
Földünk több mint 70%-át víz borítja. Nagy részét a világoceánok, tengerek és folyók teszik ki, de nem elhanyagolható tömeget képviselnek a földalatti vizek, a sarki jégsapkák, a csapadék eső és hó formájában, valamint az a víztömeg, amelynek mozgása az ember tevékenységéhez kapcsolódik. A csapadékvíz, a felszíni és a felszín alatti vizek mozgása, az eusztatikus változások egyaránt rendkívül jelentősek a nehézségi erőter időbeli változása szempontjából, hiszen a mérőműszerek mai mérési pontossága mellett már egyik hatása sem elhanyagolható.

Érdemes külön figyelmet szentelnünk az óceánok és tengerek globális méretű vízszintváltozásaira. A földtudományokon belül a szeizmikus sztratigráfia egyre pontosabb eredményei lehetőséget adnak a nehézségi erőter szekuláris, vagy a földtörténeti korokra kiterjedő ún. paleoszekuláris változásainak meghatározására a világtengerek eusztatikus változásainak vizsgálatán keresztül (Haq, Hardenbol, Vail, 1987). Az *eusztatikus tengerszintváltozás*, röviden az *eusztázia* fogalma alatt a világoceánok felszínének regionális illetve globális állapotváltozásait értjük. Az eusztatikus tengerszintváltozások legfőbb okozója a földi klíma geológiai idők során bekövetkező megváltozása (Horváth 1988), emellett azonban tektonikai okok és a nehézségi erőter megváltozása is szerepet játszik a tengerszint ingadozásokban (Mörner, 1984; Völgyesi, 1996).

A triásztól a jelenig terjedő időszakra vonatkozó tengerszintváltozási görbéket (az ún. *Vail-görbéket*) 1987-ben publikálták (Haq, Hardenbol, Vail, 1987). Ezek a globális eusztatikus tengerszintváltozási görbék napjainkban már többé-kevésbé elfogadott adatrendszeret alkotnak, és rendelkezésre állnak a teljes mezozoikumra és kainozoikumra. A görbék szerkesztéséhez a világ valamennyi óceáni partvidékén végzett mérések adataiból képzett átlagértékeket figyelembe vették. A bemutatott eusztatikus változások megbízhatósága meglepően jó, a hiba mindössze néhány méter nagyságú. Az 5. ábrán példaként a kainozoikumra vonatkozó görbét láthatjuk. Az ábrán látható, hogy a mai tengerszinthez viszonyítva az eddigi maximális szint csaknem 200 méterrel magasabban, míg a minimális szint mintegy 100 méterrel alacsonyabban volt; továbbá a jelenlegi tengerszint a

kainozoikumra vonatkozó átlagos szintnél lényegesen alacsonyabb. Az összegyűjtött földtani bizonyítékok azt mutatják, hogy a világtengerek felszíne hosszabb ideig egy bizonyos magasságban van, és a változások (a tengerszint-emelkedések és süllyedések) ehhez mérten gyorsan zajlanak le. A világ óceánjainak ilyen mértékű felszínmozgása a nehézségi erőtér földtörténeti korokra kiterjedő hatalmas méretű paleoszekuláris változásait mutatja.

Érdekesképpen az 5. ábrán érdemes észrevenni, hogy a kainozoikumra vonatkozó Vail-görbe – a kváziperiodikus ingadozásoktól eltekintve – csökkenő trendet mutat. Ez akár az Egyed-féle földtágulási elképzeléssel is összeegyeztethető, ugyanis a Föld tágulásával a tengerszintek regressziós mozgása összhangban áll.

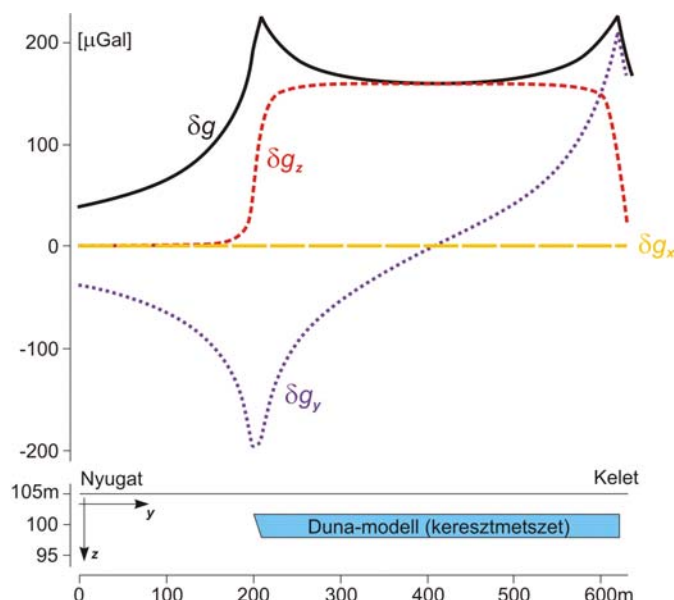


5. ábra. Globális tengerszint-változások a kainozoikumban

Természetesen nem csupán a világ óceánjainak gravitációs hatása érdekel minket, az utóbbi időkben megnőtt azoknak a kutatásoknak a jelentősége, melyek a különféle víztömegek lokális gravitációs hatásával foglalkoznak. A talajvízszint ingadozásának gravitációs hatása évtizedek óta közismert. A talajvízszint meghatározása vagy közvetlenül megfigyelő kutakban, vagy ma már közvetett módon mérnökgeofizikai szondázással is lehetséges. Debrecen környéki megfigyelések alapján a talajvíz szintje néhány év alatt több méterrel is megváltozhat a talajviszonyoktól és az időjárástól függően. Graviméteres mérések eredményei alapján 1 m talajvízszint ingadozás átlagosan 10-15  $\mu\text{Gal}$  nehézségi gyorsulás változást eredményez (Csapó, Szabó, Völgyesi, 2003).

2002-ben megvizsgáltuk az augusztusi nagy dunai árvíz gravitációs hatását. Számításokkal meghatároztuk és graviméteres mérésekkel ellenőriztük a mintegy 4 m magasságú víztömeg gravitációs hatását. A 6. ábrán a dunai árvíz hullám gravitációs hatását láthatjuk a partvonalra merőleges szelvényben Budapestnél a maximális vízszint felett 4 m magasságban. Megállapítható, hogy a víztömeg gravitációs hatása közvetlenül a vízparton 0.2 mGal körüli érték, ami a vízparttól távolodva rohamosan csökken (Völgyesi, Tóth, 2004).

Számításokat és ellenőrző méréseket végeztünk a 80000 m<sup>3</sup> kapacitású Gellért-hegyi ivóvíz tározó medence napi vízmozgása által előidézett gravitációs változásra. Két nagy víztározó medence közötti pontban mintegy 3 m magasságban a medencék felett, 1 m vízszintváltozás esetén (ami egyébként 10000 m<sup>3</sup> vízmennyiségnek felel meg) 32  $\mu\text{Gal}$  változást kaptunk mind a méréseink mind a számításaink során (Csapó, Szabó, Völgyesi, 2003). Hasonlóan a dunai árvíz hullám gravitációs hatásához, a víztömeg hatása itt is rohamosan csökken a víztározó medencéktől mért távolság függvényében.



6. ábra. Dunai árvíz gravitációs hatása a partvonalra mérőleges szelvényben Budapestenél

### Kevésbé ismert tömeghatások

#### *Föld belső tömegátrendeződései*

A Föld belsejében lejátszódó tömegátrendeződésekről egyelőre még rendkívül keveset tudunk. A köpenyáramlások, vagy esetleg a belső földmag korábban feltételezett excentrikus modelljének megfelelő tömegmozgások a nehézségi erőtér hosszú periódusú *globális* változásait okozhatják. Éppen az ismételt  $g$  mérések eredményei adhatják az egyik lehetőséget ezek kutatására és megismerésére.

#### *Geológiai, geotektonikai folyamatok*

A Föld felszínén, vagy a felszín közeli tartományokban lejátszódó geológiai, tektonikai folyamatok a nehézségi erőtér tetszőleges idejű lokális, regionális vagy akár globális változásait eredményezhetik. Az eróziós folyamatok, üledékképződés, vulkáni működések, lokális és globális tektonikai folyamatok, lemeztektonika, kontinensvándorlás, ocean floor spreading mind olyan jelenségek, amelyek hosszabb időtartam alatt a nehézségi erőtér számottevő változását okozhatják. A felsorolt jelenségek gravitációs hatása további részletes vizsgálatokat igényel.

#### *Technogén változások*

Az emberi tevékenység a nehézségi erőtér jelentős mértékű *lokális* változásait okozhatja. A bányászati tevékenység következtében jelentős kőzettömegek változtatják meg helyzetüket, akár hegyek tűnhetnek el a Föld színéről, – mint pl. a Ság-hegy a Kisalföld déli részén. A másik fontos hatás az ember építő tevékenységéhez kapcsolódik; óriási völgyzárógátak, felhőkarcolók, és egyéb hatalmas építmények létrehozása szintén a nehézségi erőtér lokális változását eredményezi. Ma már rendelkezésre állnak olyan szoftverek, amelyekkel minden egyes speciális esetre ki lehet számítani az adott építmény lokális gravitációs hatását, amely akár néhány tized mGal nagyságú is lehet (Völgyesi, Tóth, 2004).

### Összefoglalás

A vizsgálataink során röviden áttekintettük mindazon okokat, amelyek a nehézségi erőtér időbeli változásait eredményezik. A gravitációs együttható feltételezett időbeli változása a nehézségi erőtér közelítőleg  $0.1 \mu\text{Gal}/\text{év}$  nagyságú csökkenését okozhatja. A Föld lassuló forgási szögsebessége következtében a nehézségi gyorsulás csökkenése közel  $2 \text{ nGal}/\text{év}$ , ami  $600 \text{ év}$  alatt tesz ki kb.  $1 \mu\text{Gal}$

értéket az egyenlítő vidékén. A pólusmozgás következtében a forgástengely évi 10-20 m nagyságrendű közel periodikus elmozdulását tapasztaljuk. Ennek megfelelően a centrifugális gyorsulás a  $45^\circ$  szélesség környékén évente  $5 \mu\text{Gal}$  nagyságrendű kvázi-periodikus változást mutat, amely érték jó összhangban van a mérésekkel. A Föld tágulásának Egyed-féle elképzelése alapján a feltételezett éves  $0.6 \text{ mm}$  sugárnövekedés a nehézségi gyorsulás csaknem  $0.2 \mu\text{Gal}/\text{év}$  nagyságú csökkenését okozhatja. A tömegek átrendeződése miatt a folyamatokban résztvevő tömegek nagyságának, sűrűségviszonyainak és mozgási sebességének megfelelően kialakulhatnak a nehézségi erőter helyi, regionális és globális változásai, melyek lehetnek szekuláris, rövidperiódusú és rendszertelen változások. A légköri, meteorológiai változások, a csapadékvíz, a felszíni és a felszín alatti vizek mozgása, az eusztatikus változások, a geológiai, tektonikai folyamatok, a Föld belső tömegátrendeződései és az emberi tevékenység egyaránt a nehézségi erőter jelentős mértékű időbeli változásait okozhatják. Ezen változások nagyságrendje a bemutatott példák alapján igen széles skálán mozoghat.

## Köszönetnyilvánítás

A nehézségi erőter időbeli változásával kapcsolatos kutatások a T-037929 és a T-038123 sz. OTKA támogatásával folynak.

## Hivatkozások

- Amalvici M, Debeglia N, Hinderer J** (2003): The absolute gravity measurements performed by Sakuma in France, revisited 20 years later. In: *Gravity and geoid 2002, IN Tziavos (Ed.) Ziti editions 77-83.*
- Benedek J** (2002): The application of polyhedron volume element in the calculation of gravity related quantities. *Geomatikai Közlemények V*, 191-206
- Bilker M, Mäkinen J, Virtanen H** (2004): Time series of gravity in Finland. *IG Intern. Symp. Gravity, Geoid and Space Missions. CD kiadvány*, Porto, Portugal.
- Biró P, Völgyesi L** (1981): Geodynamic Interpretation of Repeated Gravity Observation. *Veröffent-lichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde*, 63, 541-553.
- Biró P** (1983): Time variation of Heigt and gravity. *Akadémiai Kiadó*, Budapest.
- Carey SW** (1976): The expanding Earth. *Elsevier Sci. Publ. Co.*
- Csapó G, Papp G** (2000): Measurement and modeling of the vertical gradient of gravity on the basis of Hungarian examples. *Geomatikai Közlemények III*, 109-123.
- Csapó G, Völgyesi L** (2002): A nehézségi erő vertikális gradiensének mérése és szerepe a nagy pontosságú graviméteres méréseknél – magyarországi példák alapján. *Magyar Geofizika*, 43, 4, 151-160.
- Csapó G, Szabó Z, Völgyesi L** (2003): Changes of gravity influenced by water-level fluctuations based on measurements and model computation. *Reports on Geodesy, Warsaw University of Technology*, 64, 1, 143-153.
- Denis C, Schreider AA, Varga P, Závoti J** (2002): Despinning of the Earth rotation.. *Journal of Geodynamics* 34, 667-685.
- Dirac PA** (1937): The cosmological constants. *Nature*, 139, 323.
- Egyed L** (1970): A Föld belső szerkezetének új dinamikus felfogása. *Fizikai Szemle XX*. 354-364.
- Gilbert C** (1956): Dirac's cosmology and the general theory of relativity. *Monthly Not. of the Roy. Astr. Soc.* 116; 6, 684-690.
- Haq BU, Hardenbol J, Vail PR** (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science* 235, 1156-1167.
- Horváth F** (1988): A tengerszint globális változásai. *Időjárás*, 92, 69-74.
- Jeffreys H** (1976): The Earth. *Cambridge University Press*, Cambridge.
- Jóó I** (1998): Magyarország függőleges irányú mozgásai. *Geodézia és Kartográfia*, 50, 3.
- Lambeck K** (1978): In Brosche-Sündermann: Tidal friction and the Earth's Rotation. *Springer Verlag*, Berlin, 145-153.
- Melchior P** (1978): The Tides of the Planet Earth. *Pergamon Press*, Oxford.
- Mörner N A** (1984): Eustasy, geoid changes, and multiple geophysical interaction. In *Catastrophes and Earth history (eds. Berggren, W.A. and Van Converting, J.A.)*. Pincerton Univ. Press, Pincerton, 395-415.
- Nielsen L** (2003): Holistic Quantum Cosmology with Decreasing Gravity, Denmark, [www.rostra.dk/louis/](http://www.rostra.dk/louis/)
- Palinkas V, Kostelecky J** (2004): Seasonal variations of of gravity from three-year Absolute gravity measurements ... *IG Intern. Symp. Gravity, Geoid and Space Missions. CD kiadvány*, Porto, Portugal.
- Rochester MG** (1975): The Earth's rotation. *Reports of the Dep. of. Geod. Sci.*, 231, 27-39, The Ohio State University.
- Varga P** (2003): Árapály, árapálysúrlódás és a Föld forgásának története. *Fizikai Szemle*, 9, 324-330.
- Völgyesi L** (1996): A geoid időbeli változása a tengerszintváltozások alapján. *Geodézia és Kartográfia*, 48; 6, 26-33.
- Völgyesi L** (1999): Geofizika. *Műegyetemi Kiadó*, Budapest.
- Völgyesi L** (2002) A pólusmozgás fizikai alapjai. *Geomatikai Közlemények V*, 56-73.
- Völgyesi L, Szabó Z, Csapó G** (2004): Relation between time variation of gravity field and vertical surface movements in the Pannonian basin. *IG Intern. Symp. Gravity, Geoid and Space Missions. CD kiadvány*, Porto, Portugal.
- Völgyesi L, Tóth Gy** (2004): Modelling gravity gradient variation due to water mass fluctuations. *IG Intern. Symp. Gravity, Geoid and Space Missions. CD kiadvány*, Porto, Portugal.
- Wenzel HG** (1996): The nanogal software: Earth tide data processing package ETERNA 3.30. *Bulletin d'Informations Mareés Terrestres*, 124, 9425-9439, Bruxelles.

\* \* \*

Völgyesi L. (2005): A nehézségi erőter időbeli változása. Geomatikai Közlemények VIII, pp. 181-192.

Dr. Lajos VÖLGYESI, Department of Geodesy and Surveying, Budapest University of Technology and Economics, H-1521 Budapest, Hungary, Műegyetem rkp. 3.  
Web: <http://sci.fgt.bme.hu/volgyesi> E-mail: [volgyesi@eik.bme.hu](mailto:volgyesi@eik.bme.hu)