

## A 4 DIMENZIÓS GEODÉZIA GEOFIZIKAI ALAPJAI

A geodézia módszereinek és műszereinek folyamatos fejlődése egyre nagyobb megbízhatóságú, szabatos helymeghatározásokat tesz lehetővé. Az utóbbi évtizedekben ezek már olyan nagyfokú megbízhatóságot értek el, hogy lehetségessé vált a földfelszínen kijelölt egyes pontok helyzetének az emberélethez viszonyított rövidebb idő (1-2 évtized) alatt bekövetkező megváltozásainak kimutatása is. Ezek a technikai lehetőségek, illetve az ismételt helymeghatározások alkalmával keletkezett felismerések találkoztak a földtudományok fejlődése során fellépő azon igénnyel, amely Földünk egyre mélyrehatóbb megismeréséhez sürgetően követelte a földfelszín egyes darabjai függőleges és vízszintes értelmű elmozdulásainak vizsgálatát.

Geodéziai helymeghatározásaink szoros kapcsolatban állnak a *Föld nehézségi erőterével*. Ez a hagyományos műszereinkkel végzett méréseink során is közvetlenül érzékelhető. Műszerünk állótengelyét függőleges irányba (a nehézségi vektor hatásvonalának irányába) állítjuk; szintezéssel (és a hozzákapcsolódó nehézségi mérésekkel) az erőter szintfelületei közötti távolságokat, ill. potenciálkülönbségeket határozzunk meg; földrajzi helymeghatározásaink eredményeként kapott szintfelületi földrajzi koordináták a helyi függőleges térbeli helyzetét adják meg.

A földtudományi ismeretek gyarapodása egyre kevésbé támasztja alá azt a *korábbi statikus szemléletet*, aminek része az időben állandó nehézségi erőter feltételezése. Így napjainkban – a *korszerű dinamikai szemlélet* alapján – egyre inkább számításba kell vennünk *az erőter időbeli változásának lehetőségét*, és meg kell vizsgálni ennek hatásait geodéziai méréseink eredményeire.

A nehézségi erőternek az *árapályhatás* által okozott *rövid periódusú* változásai régóta jól ismertek. Jól felszerelt obszervatóriumokban folyamatosan végzik ennek megfigyelését és a mérési eredmények feldolgozását. A geofizikusok hamarosan kidolgozták azokat a módszereket, amelyek lehetővé teszik az árapály hatásának figyelembevételét a szabatos geodéziai mérésekben.

A Föld fizikai folyamatainak egyre jobb megismerése és az ennek eredményeként kifejlődött *geodinamikai szemlélet* egyre inkább kizárja annak lehetőségét, hogy a nehézségi erőter *hosszú periódusú és szekuláris változásait* figyelmen kívül hagyhatjuk. Az erőternek ilyen jellegű változásait több ismert ok is eredményezi. Ezek egy része (pl. az erózió, egyes hegységképző mozgások, üledékek tömörödése) viszonylag lassú ütemben lejátszódó folyamatok. A legutóbbi időkben egyre nyilvánvalóbbá válik, hogy a Föld belsejében mind a felszín közelében, mind pedig a mélyebb rétegekben olyan viszonylag nagy sebességű és mértékű anyag- és energiaáramlások vannak, amelyek a nehézségi erőternek további jelentős időbeli változásait okozhatják. Ezeknek mértéke nagyságrenddel felülmúlhatja a korábban feltételezett értékeket, és hatásuk meghaladhatja az időközben amúgy is rohamosan fejlődő mérési megbízhatóságot.

### 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:

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

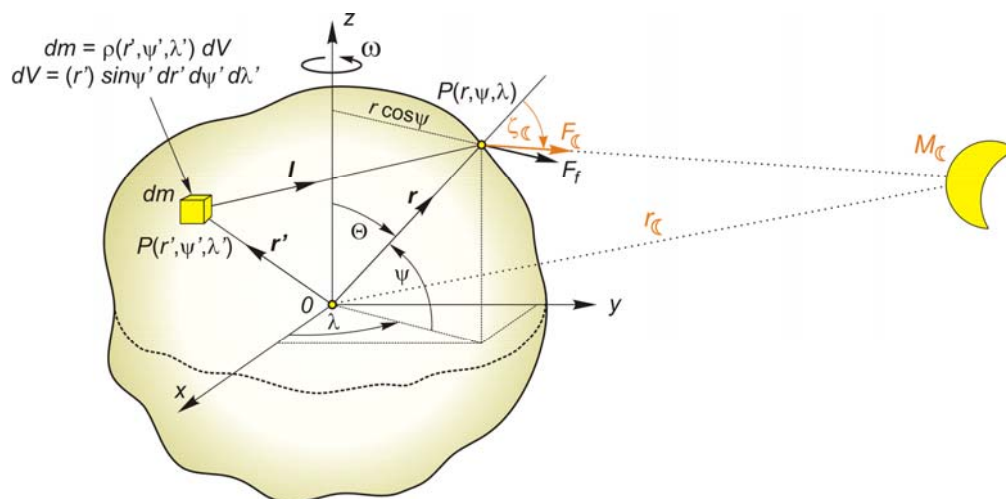
ahol

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

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

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

az 1. ábra jelöléseinek megfelelően, és  $k$  a gravitációs együttható. Az árapálykeltő erőter közelítő számítása esetén csak a Hold ( $\mathbb{C}$ ) 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:

$$\begin{aligned}
g(t) = & k(t) \int_{r'(t)} \int_{\psi'(t)} \int_{\lambda'(t)} \frac{\rho(r', \psi', \lambda', t) [r'(t)]^2 \sin[\psi'(t)]}{[r(t) - r'(t)]^2} dr' d\psi' d\lambda' + \\
& + [\omega(t)]^2 [r(t)]^2 \cos^2 \psi(t) + \\
& + k(t) M_{\oplus}(t) \frac{r(t)}{[r_{\oplus}(t)]^3} \{3 \cos^2[\zeta_{\oplus}(t)] - 1\} + k(t) M_{\odot}(t) \frac{r(t)}{[r_{\odot}(t)]^3} \{3 \cos^2[\zeta_{\odot}(t)] - 1\}
\end{aligned} \tag{6}$$

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

*I. Táblázat. A nehézségi erőtér 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 erőtér 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 erőtér rövid periódusú változásait okozza. Az erőtér 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. 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 erőtér 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 min-

den 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. Később ezt az elképzelést *Gilbert* 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 színeképelemzések 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* 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 erőter 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* 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 *II. táblázatban* látható  $g$  értékek számíthatók.

*II. táblázat. A g értékének változása a gravitációs együttható csökkenése következtében az időben visszafelé haladva Nielsen 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 *II. 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

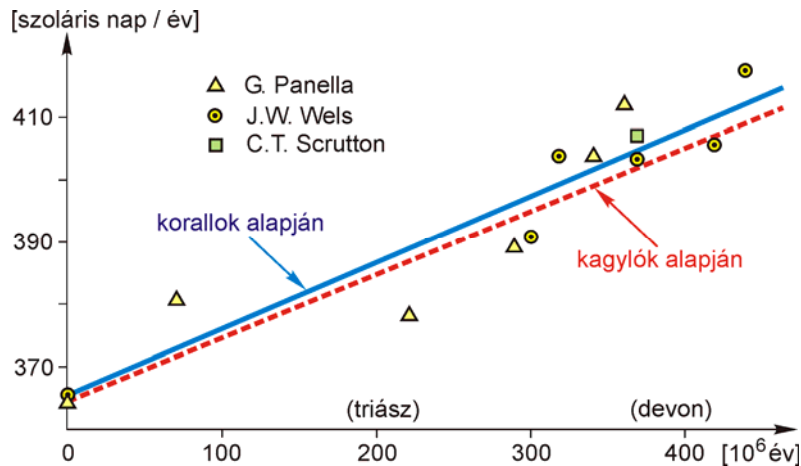
$$\dot{\omega} = \frac{d\omega}{dt} = \frac{d^2\varepsilon}{dt^2}$$

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. Erre pl. egyes ősmaradványok és üledékek vizsgálata nyújt lehetőséget. A melegvizű tengerekben élő bizonyos korallak és kagylók naponta mikroszkopikus vastagságú mészréteget választanak ki. A mészrétegek vastagsága az adott élőlények életkörülményeitől függ, melegebb időben a gyorsabb életműködés miatt vastagabb, hidegebb időben vékonyabb mészréteget fejlesztenek. Az ősi korallak és kagylók nap-, illetve évgűrűi 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:  $\dot{\omega} = -(5.5 \pm 0.5) \cdot 10^{-22} \text{ s}^{-2}$ .

A Föld forgási szögsebességének változásait nagyon pontosan és egyenletesen járó atomórákkal is ki lehet mutatni úgy, hogy az általuk mutatott óraidőt összehasonlítjuk a csillagászati időmeghatározások 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. Ezek közül az éves periódusú változás amplitúdója a legnagyobb, amelynek okát a Föld tehetetlenségi nyomatékának évszakos megváltozásában kereshetjük.



2. ábra. A napok évenkénti számának változása az utóbbi 400 millió évben

A Föld forgási szögsebességének szabálytalan változásai markánsabban jelentkeznek és elérhetik az  $\dot{\omega} = \pm 10^{-20} s^{-2}$  nagyságrendet, sőt az ugrásszerű, hirtelen változások akár  $\dot{\omega} = \pm 10^{-19} s^{-2}$  nagyságúak is lehetnek. 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 III. táblázatban összefoglalva láthatjuk a forgási szögsebesség csökkenésének gravitációs hatását.

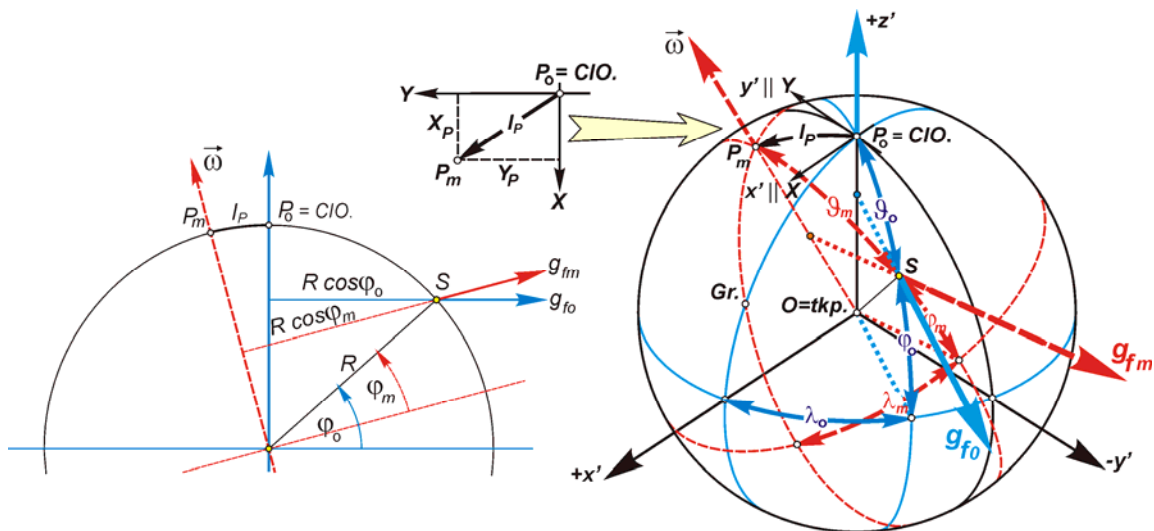
III. táblázat. A  $g$  értékének változása az egyenlítő mentén a forgási szögsebesség csökkenése következtében

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

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  $\mu$ 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

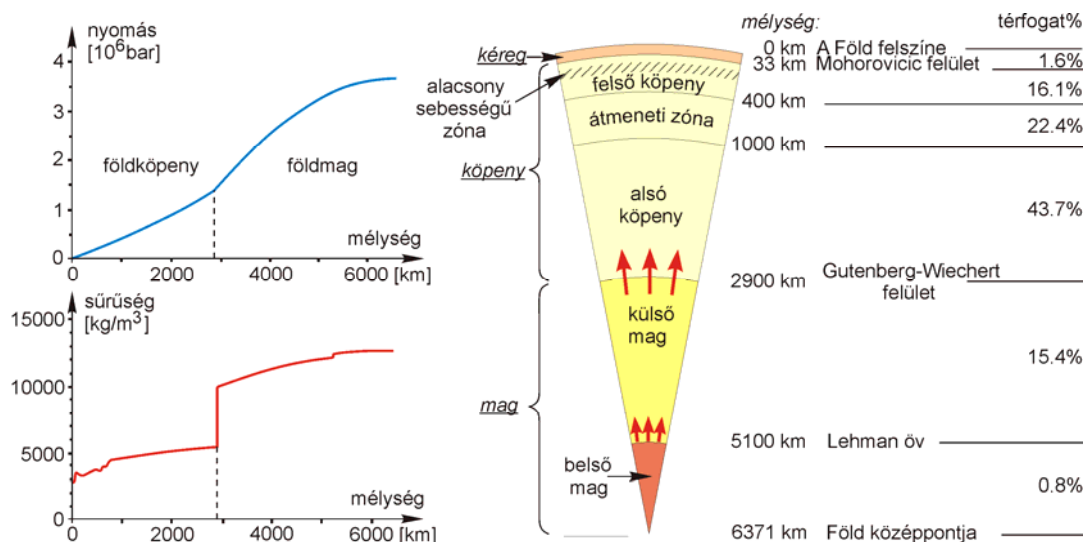
A pólusmozgás két összetevője a pólusingadozás és a pólusvándorlás (Völgyesi, 2002). A pólusingadozás következtében a forgástengely évi 10-20 m nagyságrendű közel periodikus elmozdulását tapasztaljuk. Ennek megfelelően a 3. ábra alapján egyszerűen kiszámítható, hogy ez a centrifugális gyorsulásnak a  $\varphi = 45^\circ$  szélesség környékén évente 5  $\mu\text{Gal}$  nagyságrendű kvázi-periodikus változását eredményezi, mely érték jó összhangban van korábbi mérésekkel. 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.

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. Az asztrofizikai földmodell szerint az atomok a Föld belsejében elektronhéj-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 a plazmaállapot ellenére is rácsszerű elrendeződésbe, az ún. *II. ultrafázisú* állapotba kényszerülnek. Ilyen rácsszerű elrendeződésnek azonban a belső földmag határán a sűrűség újbóli ugrásszerű növekedése a következménye.



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

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 hőszűrés 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 és Carey 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.

### ***A sűrűségváltozás hatása***

Földünk jelentős területein laza fiatal üledékes kőzetek találhatók 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 térfogatcsökkenés miatt felszíni süllyedések keletkezhetnek. (A nagyságrendi tájékozódás kedvéért pl. ha az Alföld területén mintegy 400 m mélységben 10 m vastagságú vízadó 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.)

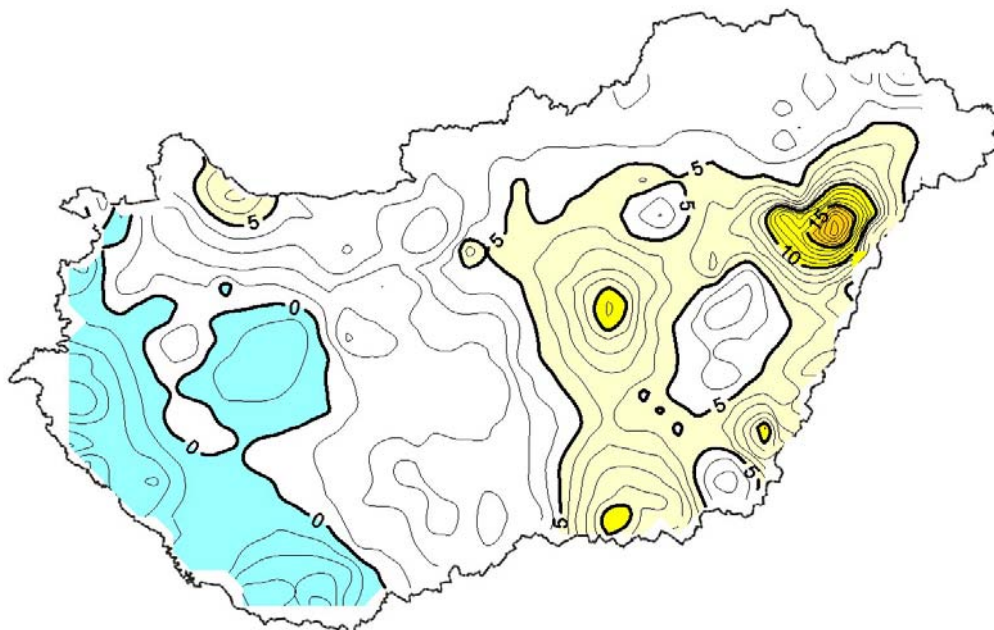
### ***A felszínmozgások gravitációs hatása***

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  $0.34\text{ mGal/m}$  között változik. 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  $1\text{ mm/év}$ , bár helyenként ez lehet  $4\text{--}5\text{ mm/év}$  is, sőt pl. Debrecen területén eléri a  $8\text{ mm/év}$  értéket. Ezért 10 éves időtartam alatt a felszínmozgások miatt átlagosan  $2\text{--}4\mu\text{Gal}$ , de bizonyos területeken akár  $10\text{--}20\mu\text{Gal}$  változásra is lehet számítani. Ennek megfelelően meghatározható a nehézségi erőter ezekből eredő megváltozását Magyarország területére, mely értékek az 5. ábrán látható módon átlagosan  $-5$  és  $+20\mu\text{Gal}/10\text{év}$  érték között változnak. 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  $1\text{ cm}$  nagyságrendű tartós emelkedését eredményezi. Itt ennek megfelelően lényegesen nagyobb a nehézségi erőter éves változása is.



5. ábra. A nehézségi erőtér változása a felszínmozgás következtében  $\mu\text{Gal}/10\text{év}$  egységben.

### ***A tömegátrendeződések hatása***

A nehézségi erőtér domináns összetevője: *a tömegvonzási erőtér*, 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 erőtér 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 erőtér kialakításában. A légköri meteorológiai változások, elsősorban a légnyomás és a páratartalom változása a nehézségi erőtér időbeli változását okozza. A tapasztalat szerint 1 mBar légnyomás-változás kb.  $0.3 \mu\text{Gal}$  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.

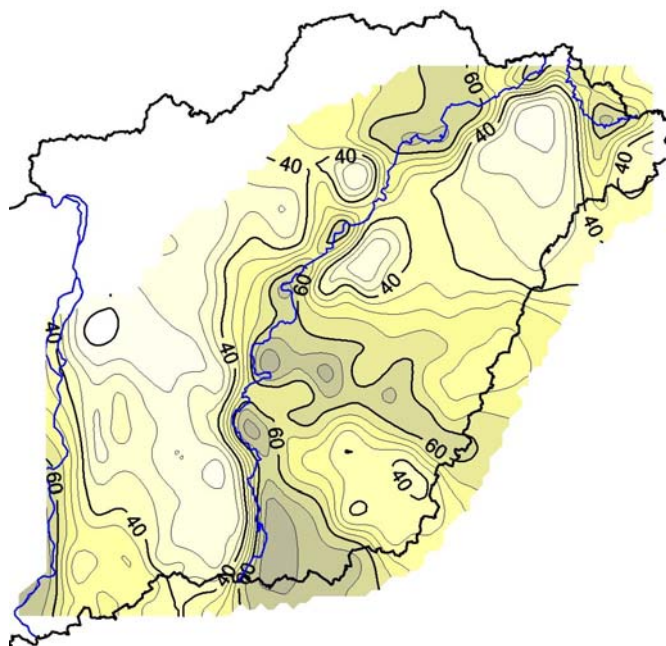
#### *Víztömegek mozgása*

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 erőtér időbeli változása szempontjából, hiszen a mérőműszerek mai mérési pontossága mellett már egyik hatása sem elhanyagolható.

Érdeemes külön figyelmet szentelnünk az óceánok és tengerek globális méretű vízszint-változásaira. 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 világtengek eusztatikus változásainak vizsgálatán keresztül. Az *eusztatikus tengerszintváltozás*, röviden az *eusztázia* fogalma alatt a világóceánok felszínének regionális illetve globális állapotváltozásait értjük. Ezzel a témával részletesen az oceanográfia részben foglalkozunk.

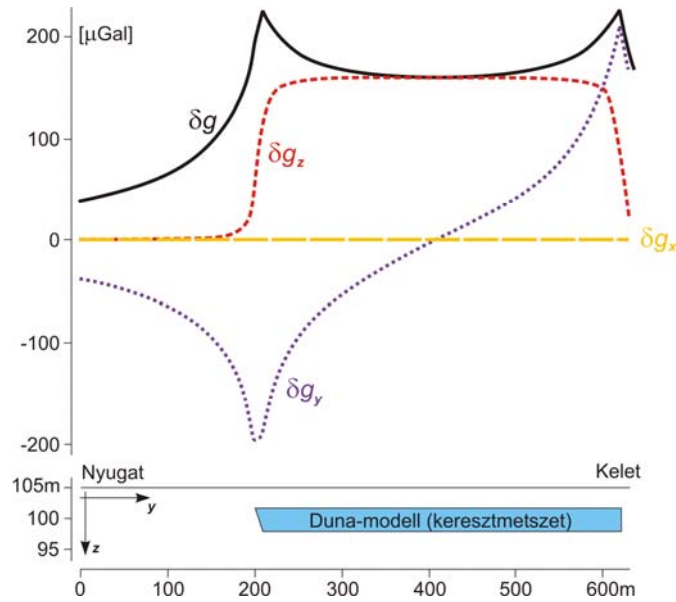
Természetesen nem csupán a világ óceánjainak gravitációs hatása érdekel minket, az utóbbi időkben megnőtt azoknak a kutatásoknak a jelentősége, melyek a különféle víztömegek lokális gravitációs hatásával foglalkoznak. A talajvízszint ingadozásának gravitációs hatása évtizedek óta közismert. A talajvízszint 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.

Rónai és munkatársai által az Alföld területére megszerkesztett 1933–1955 közötti időszakban észlelt legmagasabb és legalacsonyabb havi közép-vízállások különbségének térképe alapján a sűrűségváltozások figyelembe vételével meghatározható a talajvízingadozás okozta maximális gravitációs hatás területi eloszlása, amely a 6. ábrán látható.



6. ábra. Az 1933-53 között észlelt legnagyobb talajvízszint-változás gravitációs hatásának eloszlása az Alföld területén. Az izovonalköz 5 $\mu\text{gal}$ .

Érdekes a 2002-es augusztusi nagy dunai árvíz gravitációs hatása is. A 7. 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.



7. ábra. Dunai árvíz gravitációs hatása a partvonalra merőleges szelvényben Budapestnél

### 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*

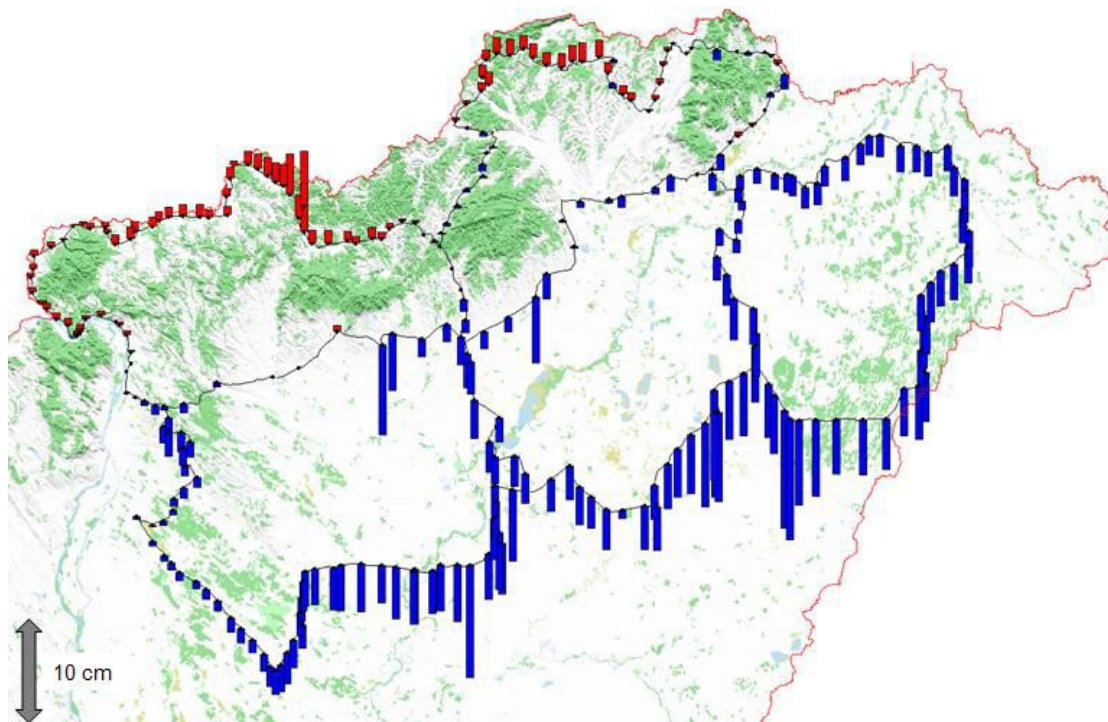
Az emberi tevékenység a nehézségi erőtér jelentős mértékű *lokális* változásait okozhatja. A bányászati tevékenység következtében jelentős közettömegek változtatják meg helyzetüket, akár hegyek tűnhetnek el a Föld színéről, – mint pl. a Ság-hegy a Kisalföld déli részén. A másik fontos hatás az ember 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.

### *Az ismételt magasságmérések eredményei*

Az EOMA újramérésével lehetőség adódott arra, hogy egy nagyobb területrészen (Kelet-Magyarországon) tényadatok, szabatos szintezések alapján képet kapjunk az utóbbi három évtized alatt végbement tényleges felszínváltozásokról.

Az Egységes Országos Magassági Alapponthálózat elsőrendű hálózatát 1973 és 1978 között mérték felsőrendű (szabatos) szintezéssel (EOMA 1. epocha). Az EOMA újramérésére a Kelet-Magyarország északi részét lefedő 8-as, 9-es és 10-es poligonban 2007 és 2009 között került sor (EOMA 2. epocha), tehát a két epocha között mintegy 30 év telt el. Most vált vizsgálhatóvá első alkalommal nagyobb tömegben a kimondottan kéregmozgási céllal létrehozott ún. K-pontok magasságának változása. (E ponttípus hivatalos neve Közbenső Kéregmozgási Pontok, de nevezik K-pontnak is).

*Busics* (Geomatika XIII. 2011) összevetette a K-pontok új kiegyenlítésből kapott magasságát a korábbi EOMA 1. epocha idején meghatározott értékkel. A magasságváltozások területi eloszlását a 8. ábra mutatja. Az ábra egyértelműen jelzi, hogy a hegyvidéki pontok zömében emelkedtek, míg a síkvidékiek süllyedtek. Számszerűen: a mintegy 300 darab K-pont egy-harmada emelkedett (ennek mértéke átlagosan 15 mm), kétharmada süllyedt (ennek átlagos mértéke 42 mm). A süllyedést mutató mintegy 200 pontból 130-nál 5 cm alatti a magasságváltozás, 59-nél 5-10 cm közötti, 11 darab pontnál pedig 10 cm-nél is nagyobb (maximálisan 17 cm). Százalékosan kifejezve: a süllyedés mértéke a pontok 65%-ánál 5 cm-en, 95%-ánál 10 cm-en belül van. Az emelkedés mértéke a pontok 75%-ánál 2 cm alatt, 99% -ánál 5 cm alatt marad.

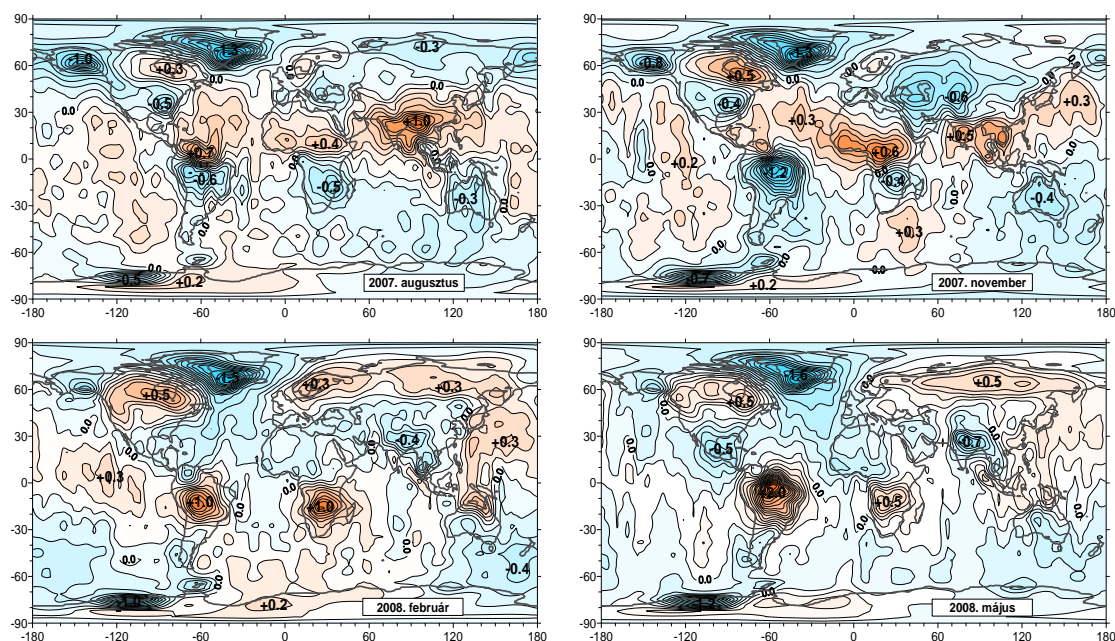


8. ábra. A K-pontok magasságváltozása az utóbbi 30 évben.  
(*Busics*: Geomatika XIII. 2011)

Az EOMA újramérésének eredményei mind tudományos, mind a gyakorlati hasznosítás szempontjából rendkívül fontosak. Pontosan ezek a mérési eredmények igazolják most minden kétséget kizáróan a 4 dimenziós geodézia létjogosultságát és fontosságát, ugyanis világosan látszik, hogy a mindennapi gyakorlatban általánosan elfogadott sztatikus geodéziai szemléletünket gyökeresen meg kell változtatnunk. Világosan látható, hogy azok a szintezési alappontjaink, amiket a mindennapi geodéziai gyakorlatban használunk évente akár több mm-rel megváltoztatják a magasságukat. Ma már elértük azt a mérési pontosságot, hogy a három térkoordináta mellé oda kell írunk egy negyedik adatot is, az “időkoordinátát”, amikor a mérést végeztük, amely időpontra a térkoordináták érvényesek.

A geoidmeghatározásnál ugyanez a helyzet, a geoidmeghatározás pontossága elért arra szintre, amely a szezonális és egyéb változások nagyságrendje.

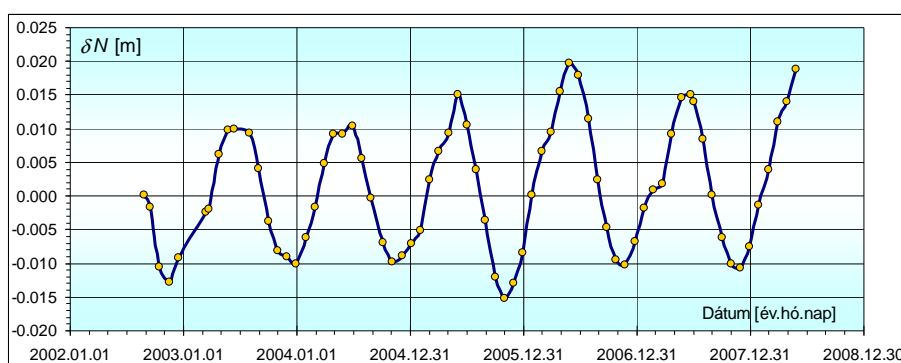
Rendkívül tanulságos a nehézségi erőtér és a geoid időbeli változását a GRACE és a LAGEOS műholdak 2002. július 29. és 2008. május 27. közötti mérési adatsora alapján tanulmányozni. A LAGEOS-1,2 mérései a  $C_{2,0}$  gömbfüggvény-együttható meghatározásában játszottak fontos szerepet, a GRACE mérései az összes többi gömbfüggvény-együttható meghatározásához szolgáltatottak információt. Ezekből a mérésekből képzett adatbázisban a nehézségi erőtér gömbfüggvény-sorának  $n=2$  és 50 közötti együtthatói találhatóak 10 napos időtartamokra számított átlagértékek formájában (<http://bgi.cnes.fr:8110>).



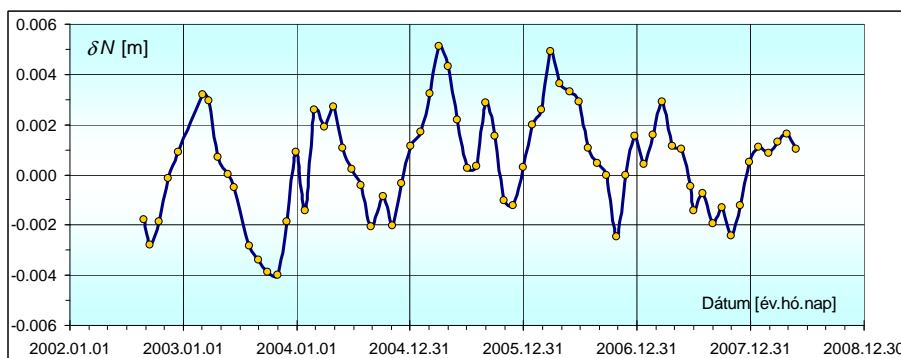
11. ábra. Példa a geoid időbeli változására a GRACE és a LAGEOS műholdak mérései alapján

A mérési adatok előzetes feldolgozása során az árapály-hatást és légnyomás-változás hatását korrekcióként eltávolították, az így kapott javított adatok a nehézségi erőtér nem modellezett hosszabb idejű változásait: pl. *szezonális hatásokat*, hidrológiai tömegátrendeződések, hóvastagság változása, sarki jégsapkák oladásának megfelelő tömegváltozások, stb. hatásait tükrözik. Az említett adatbázisból a  $C_{nm}$ ,  $S_{nm}$  gömbfüggvény-együtthatók ismeretében 2002 és 2008 közötti időszakra 10 napos

bontásban kiszámíthatók a geoidmagasságok a Föld bármely pontjára. A 9. ábrán a teljes Földre  $1^\circ \times 1^\circ$  rácshálózatban számított geoidmagasságok felhasználásával 2007 augusztusára és novemberére, illetve 2008 februárjára és májusára megszerkesztett geoidképeken követhetjük nyomon a geoid formáinak időbeli változását 3 hónaponkénti felbontásban. A rendelkezésre álló adatok alapján összesen 209 ilyen geoidábra szerkeszthető a 2002 és 2008 közötti időtartamra, terjedelmi okok miatt azonban lecsökkentettük a vizsgált esetek számát a 9. ábrán látható négy időpontra, ugyanis ezen a négy képen is már igen jól lehet látni a változások jellegét és mértékét. Nagy változások látszanak a kontinentális területeken, jó összhangban a hidrológiai folyamatok periódusával. Igen jól látható pl. az Amazonas vízgyűjtő területének éves periódusú változása, amit egyébként a 10. ábrán a  $\varphi = -3.5^\circ$ ,  $\lambda = -60.5^\circ$  koordinátájú pontban külön kiemelve is bemutatunk a teljes 2002 és 2008 közötti időtartamra. A változás nagyságrendje meglepően nagy: közel 4 cm. Hasonló jelentős változások tapasztalhatók a 9. ábra tanúsága szerint más kontinentális területeken is.



10. ábra. A geoidmagasságok változása az Amazonas vidékén műholdas gravimetriai mérések alapján



11. ábra. A geoidmagasságok változása Budapest közelében műholdas gravimetriai mérések alapján

Számunkra különösen fontos kérdés a változások nagyságrendje Magyarország területén. A 11. ábrán a Budapest közelében fekvő  $\varphi = 47.5^\circ$  és  $\lambda = 19.5^\circ$  koordinátájú pontban ábrázoltuk a geoid időbeli változását a GRACE és a LAGEOS műholdak 2002. július 29. és 2008. május 27. közötti közel 6 éves mérési adatsora alapján. Látható, hogy a változás cm nagyságrendű, és több különböző periódusból tevődik össze. Az ábrán sejtethető egy hosszabb periódus is, és elképzelhető, hogy ez a 11 éves napfoltciklus időjárásra gyakorolt hatásával, illetve az ennek megfelelő csapadékmennyiség változásával kapcsolatos, azonban a megfigyelt időtartam ennek biztos megállapításához még nem elegendően hosszú. Ez a kérdés mindenképpen tisztázódhat a következő években, amikor már hosszabb adatsorok fognak a rendelkezésünkre állni.

Vizsgálataink szerint a változások jellege nagyjából egész Magyarország területére a *11. ábrán* láthatóhoz hasonló.

Végül foglalkozunk még röviden a geoid lokális időbeli változásának kérdésével! A geoid lokális változásai a nehézségi erőter kisebb kiterjedésű változásaihoz kapcsolódnak (légnyomásváltozás, talajvízszint ingadozás, folyók /pl. Duna/ áradó-apadó víztömegének hatása, kőzetkompakció, geológiai, tektonikai, technogén, stb. hatások). A kapcsolat a Stokes-integrálon keresztül valósítható meg a földtömeg rugalmas viselkedésének vizsgálatai figyelembe vételével. Ezeknek a változásoknak a geoid időbeli változására gyakorolt mértéke és területi eloszlása további részletes vizsgálatokat és számításokat igénylő fontos kutatási feladat.