

## A NEHÉZSÉGI ERŐTÉR NEM ÁRAPÁLY JELLEGŰ IDŐBELI VÁLTOZÁSAINAK VIZSGÁLATA

Völgyesi Lajos<sup>1,2</sup>, Tóth Gyula<sup>1,2</sup>, Csapó Géza<sup>3</sup>, Szabó Zoltán<sup>3</sup>



*Investigation of non tidal variations of gravity. In our investigations such a geological and geophysical models were investigated which may have an important role in non tidal variation of gravity field. Absolute and relative gravity measurements were carried out to demonstrate and check the time variations of gravity. Special points were chosen for these investigations where former gravity measurements are available. Gravity effects of different types of moving vadose and underground water were investigated and the connection of time variation of gravity field and the Pannonian sediment's thickness were studied. It was proved, that gravity gradients have the advantage over gravity measurements that certain gravity gradient combinations are insensitive to surface movements, thereby allowing the time variation of the gravity field to be determined without repeated height measurements.*

**Keywords:** time variation of gravity, vertical surface movements, rock compaction, gravity effect of ground water fluctuation, time variation of gravity gradients, relative and absolute gravity measurements.

A nehézségi erőter időbeli változásával kapcsolatos kutatásaink során olyan lehetséges geológiai, geofizikai modelleket tanulmányoztunk, amelyek a nehézségi erőter időbeli változásában szerepet játszhatnak. A nehézségi erőter változásainak kimutatására illetve ellenőrzésére méréseket is végeztünk. A részben abszolút, részben relatív módszerrel végrehajtott graviméteres mérésekre elsősorban olyan pontokon került sor, amelyeken korábban már hosszabb időn át tartó nagy pontosságú abszolút és relatív mérések történtek, és így lehetőség nyílt a változások megfigyelésére. Vizsgáltuk a különböző földfelszíni és felszín közeli vizek mozgásának gravitációs hatását, a pannon üledékrétegek vastagságának és a nehézségi erőter időbeli változásának kapcsolatát. Kimutattuk, hogy a nehézségi erő gradienseinek az előnye a nehézségi gyorsulás mérésekkel szemben az, hogy bizonyos gradiens kombinációk érzéketlenek a felszín elmozdulására és így lehetővé teszik a nehézségi erőter időbeli változásának meghatározását ismételt magasságmeghatározás nélkül is.

**Kulcsszavak:** nehézségi erőter időbeli változása, függőleges felszínmozgások, közettömörödés, talajvízszint ingadozás gravitációs hatása, a nehézségi gradiensek időbeli változása, relatív és abszolút graviméteres mérések.

### A nehézségi erő változását befolyásoló földtani tényezők vizsgálata

A graviméteres mérések pontossága napjainkra igen magas szintet ért el. Emiatt a  $\mu\text{Gal}$  méréstartományban már feltétlenül vizsgálnunk kell mindazokat a külső körülményeket, amelyek befolyásolhatják a mért nehézségi értékeket. E hatásokat elsősorban akkor kell figyelembe vennünk, amikor a mért nehézségi erő változásából a Föld belsejében történő geodinamikai folyamatokra akarunk következtetni.

Ebből a szempontból igen fontos a függőleges felszínmozgás vizsgálata. A szintezési alapponatok esetleges alapozási problémáitól eltekintve a függőleges kéregmozgásként (felszínmozgásként) értelmezett magasságváltozások olyan nagyrészt fiatal üledékekkel borított területen, mint a Pannon-medence, két okra vezethetők vissza: egyrészt az üledékek tömörödésére, másrészt a szerkezeti mozgásokra. Tekintettel arra, hogy az ország területének több mint 70 százalékát fiatal, konszolidálatlan üledékek borítják, ezek anyagától és korától függő tömörödése nyilvánvalóan befolyá-

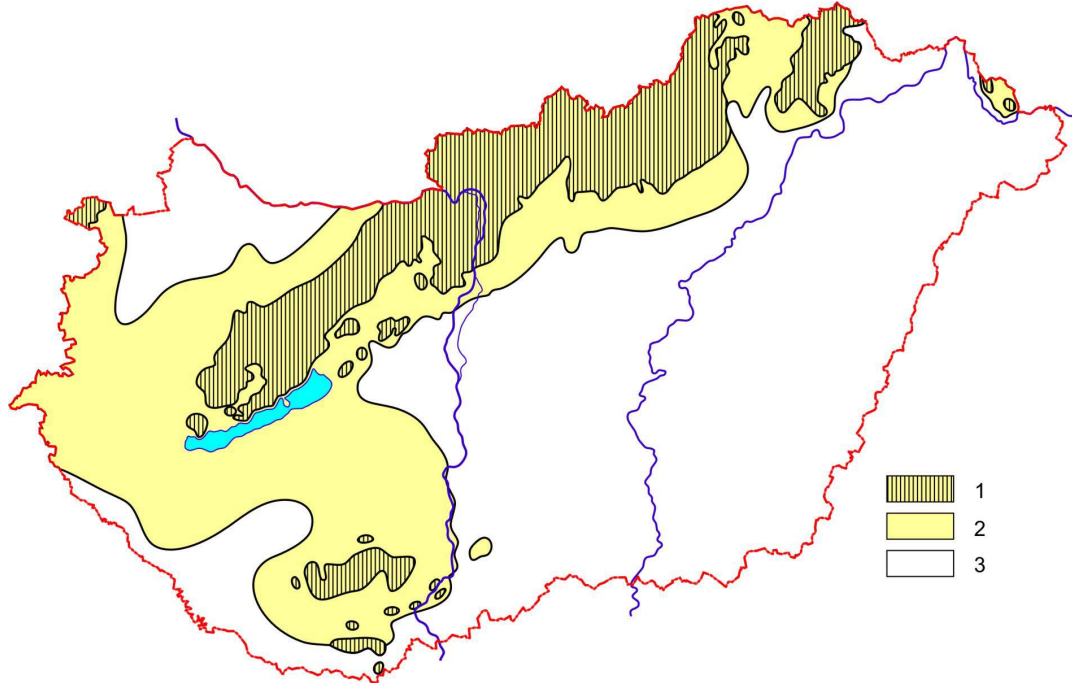
<sup>1</sup> Budapesti Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem, Általános és Felsőgeodézia Tanszék

<sup>2</sup> Magyar Tudományos Akadémia Felsőgeodéziai és Geodinamikai Kutatócsoport  
H-1521 Budapest, E-mail: volgyesi@eik.bme.hu, gtoth@sci.fgt.bme.hu

<sup>3</sup> Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, H-1145 Budapest, Kolumbusz utca 17-23. E-mail: csapo@elgi.hu

solja a szintezési eredményeket. Emiatt mind regionálisan, mind lokálisan megvizsgáltuk a fiatal üledékek elterjedését, korát és vastagságát, valamint a kéregmozgási adatok közötti kapcsolatot. Az üledékek tömörödése következtében előálló szintváltozás hatását korrekcióba véve lehetőség nyílik a belső geodinamikai hatásokra visszavezethető kéregmozgási összetevő meghatározására.

Vizsgálataink kezdetén első lépésben összegyűjtöttük a lehetséges összes információt a magyarországi alsó- és felsőpannóniai képződmények talpmélységéről, valamint a kvarter üledékek vastagságáról. Az 1. ábrán a magyarországi pannóniai képződmények elterjedése látható.



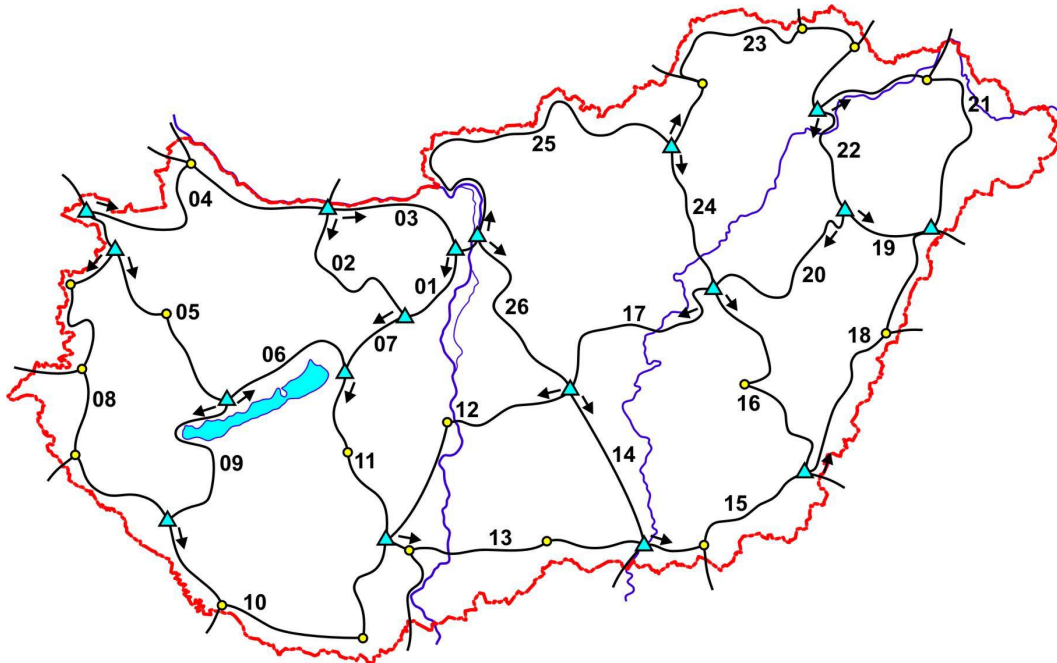
**1. ábra.** A magyarországi pannóniai képződmények elterjedése (JÁMBOR, 1985).

1. Pannóniainál idősebb képződmények a felszínen (15%), 2. Pannóniai képződmények a felszínen vagy a felszínközélen (28%), 3. Pannóniai képződmények vastag pleisztocén fedő alatt (57%).

Emellett a magyarországi kéregmozgási szintezési hálózat vonalai mentén 5 km-es távolságokban kiolvastuk a szintváltozási értékeket és a szintezési vonalak ugyanezen pontjaira meghatároztuk az alsó- és felsőpannóniai, valamint a kvarter rétegek talpmélységét. Ezt követően a szintváltozási adatokat a Magyarország teljes területét lefedő – 2. ábrán látható – 26 különböző szintezési szelvény mentén összevetettük a pannóniai képződmények vastagságával (Völgyesi-Szabó-Csapó, 2004). Megállapítottuk, hogy az adatok viszonylag nagyfokú bizonytalansága ellenére sok szelvényen jelentkezik korreláció az üledékvastagság és a magasságváltozás között. Jó példák láthatók erre a 3. ábrán, ahol néhány jellegzetes szelvény mentén ábrázoltuk a pannon üledékvastagság és a felszínmozgások közötti kapcsolatot. A korreláció oka, hogy a fokozatosan süllyedő fiatal medencék a feltöltődésük során a rájuk települő fiatalabb rétegek súlyának hatására fokozatosan tömörödnek. Az üledékes kőzetek sűrűségét alapvetően porozitásuk és természetesen a pórusokat kitöltő folyadék (túlnyomórészt víz), vagy gáz sűrűsége határozza meg. A kőzetek porozitása csak bizonyos határok közt változhat; ideális esetben – homogén gömb alakú homokszemcsék feltételezése esetén – a porozitás elméleti értéke 47%. Ez az eset a valóságban nem fordul elő, mert a homok szemcsenagysága és alakja sohasem homogén. A mélység növekedésével a rétegek terhelése is nő, minek következtében csökken a pórustérfogat, és vele együtt a pórusokat kitöltő folyadék mennyisége; azaz nő a kőzet sűrűsége.

A sűrűségvizsgálatok arra utalnak, hogy a törmelékes üledékek sűrűsége a mélységgel fokozatosan növekszik, és 3200–3500 m mélységben gyakorlatilag eléri a legfontosabb kőzetalkotó

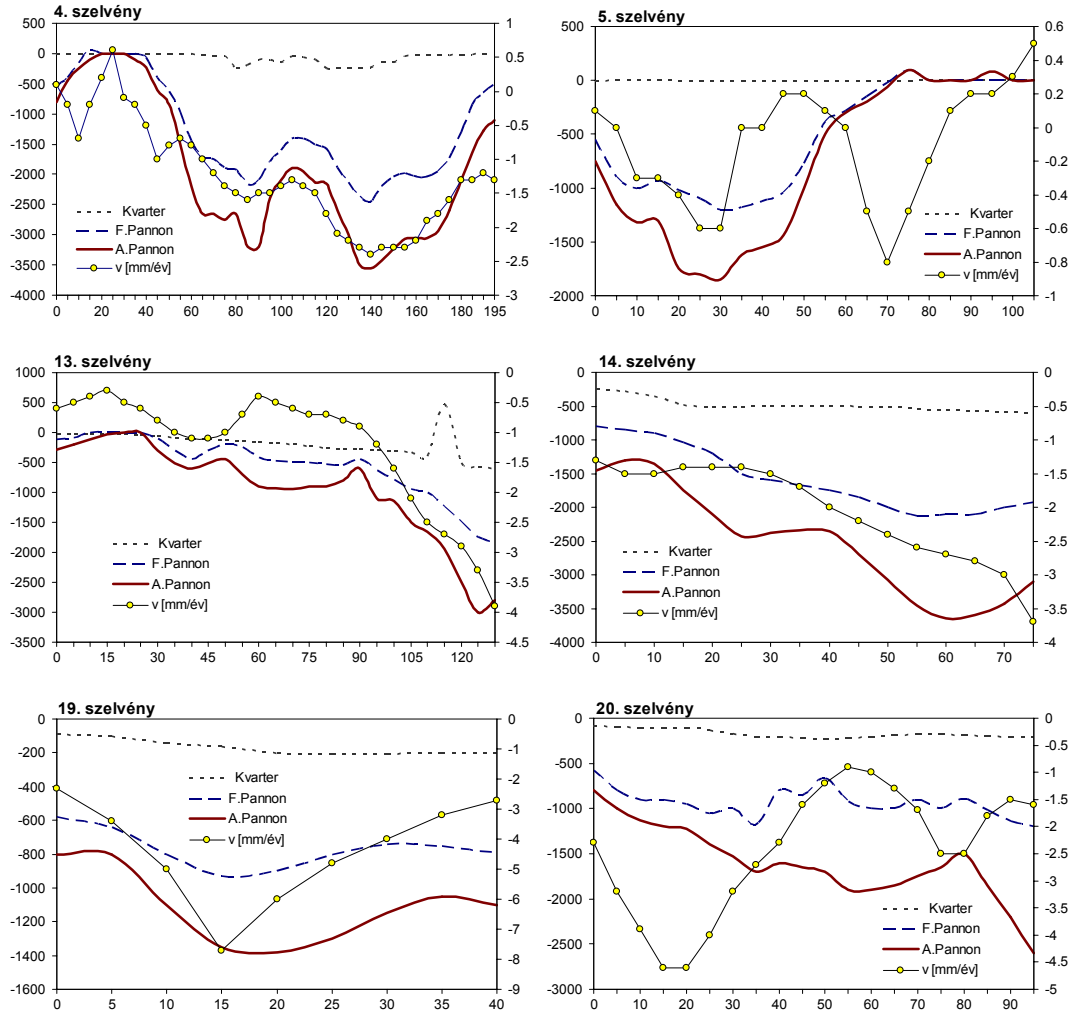
ásvány, a kvarc  $2670 \text{ kg/m}^3$  sűrűségét. A rétegek tömörödése nyilvánvaló hatással van a felszín alakulására. Amennyiben a medence feltöltődése egyensúlyban van a rétegtömörödés mértékével, és a kéreg nyugalomban van, felszínmozgás nem észlelhető. A jelenlegi, feltöltődött állapotban a függőleges felszínmozgást a medencealjzat (kéreg) mozgásának függőleges összetevője, valamint az üledékek tömörödése okozhatja. E két tényező iránya és nagysága szabja meg a felszínen észlelhető változást. Földtani adatok alapján a fiatal medencék átlagos süllyedési sebessége csak ritkán haladja meg az  $1 \text{ mm/év}$  sebességet. A Pannon-medencében ez az érték  $0.3\text{--}0.4 \text{ mm/év}$  körül van. Természetesen a földtörténet során lehetnek gyorsabb és lassabb süllyedési periódusok, sőt süllyedő és emelkedő tendenciák is válhattak egymást.



2. ábra. A szintezési vonalak és szelvények helyszínrajzi vázlata a haladási irányok feltüntetésével

Vizsgálataink során megállapítottuk, hogy a korreláció a fiatalabb üledékek vastagsága és a felszínmozgási adatok között az egyes részmedencékben eltérő mértékű, sőt a Zala-medencében ellentétes korreláció tapasztalható. Ebből következik, hogy nem várható el az egész ország területére egységes összefüggés az üledékvastagság és a magasságváltozások között (Völgyesi-Szabó-Csapó, 2004). Tekintettel arra, hogy az egyes szelvények különböző földtani felépítésű és tektonikai helyzetű területek felett haladnak, a további korreláció számításokhoz össze kellett válogatni a hasonló jelleget mutató görbeszakaszokat és ebben az irányban kellett folytatni a részletes vizsgálatokat. A Kisalföld esete egyszerűnek bizonyult, mivel a Rába-vonaltól Ny-ÉNy-ra eső területet vizsgálataink céljából egységesnek tekinthetjük. Így vizsgálatainkba valamennyi, a Kisalföld területére eső szelvényt bevtuk. A Nagyalföldön már jóval bonyolultabbnak bizonyult a helyzet. A vizsgálatok arra utaltak, hogy az adatok két aránylag jól elkülöníthető tartományba: a mélyebb és a sekélyebb medencék területére esnek. Vizsgálatainkat a jól korreláló szelvénytartomány kiválasztásával kezdtük, majd kiterjesztettük az azonos tendenciát mutató, szomszédos területekre is. Ezáltal nagyobb, összefüggő területekre vonatkozó adatsorokat kaptunk. Mindkét változatra korrelációs számítását végeztünk. A jól korreláló szelvénytartomány esetében természetesen nagyobb korrelációs együtthatót kaptunk, mint abban az esetben, amikor a szomszédos területeket is bevtuk a számításokba. Ennek ellenére ez utóbbiakat tartjuk reálisabbnak. A mélymedence területére kisebb korrelációs együttható adódott, de ezt természetesnek tekinthetjük, mivel ezeken a területeken az üledékvastagság adatok is bizonytalanabbak. Vizsgálataink arra a meglepő jelenségre hívják fel a

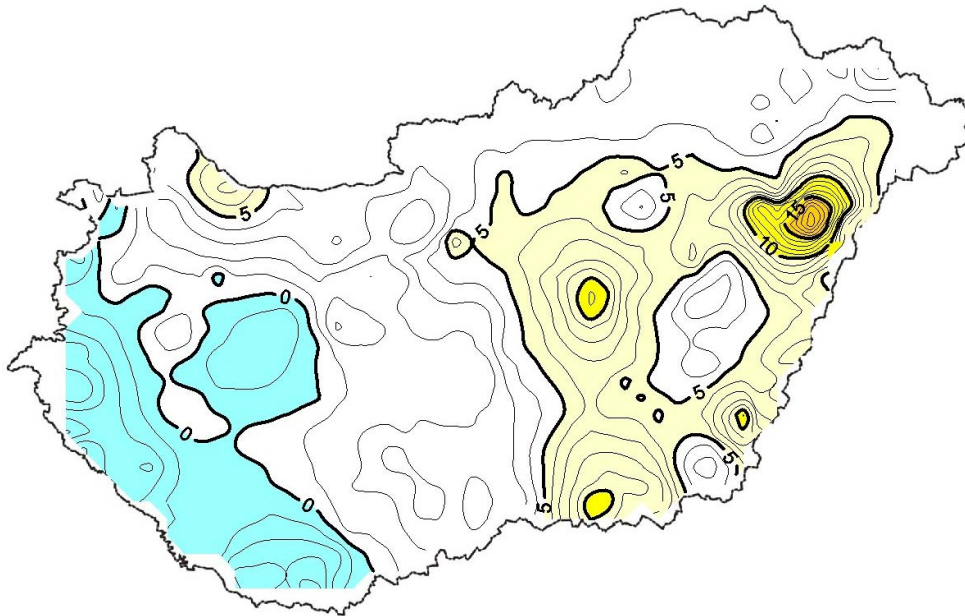
figyelmet, hogy míg a Kisalföld és a Nagyalföld mélyebb részein hasonló kéregmozgási értéket kaptunk, addig a Nagyalföld sekélyebb területein az előbbiektől lényegesen eltérő értékek adódtak. A jelenség okának felderítése további vizsgálatokat igényel. A vizsgálatokból kizártuk egyrészt a 3500 m-nél mélyebb medencerészeket, mivel ebben a mélységben már nem valószínű a tömörödés; másrészt azokat a lokális felszínmozgási anomáliákat, amelyek intenzív víz- ill. szénhidrogén-termelésre vezethetők vissza. A három különböző területre vonatkozó korrelációs egyenesek jellemző adatait az I. táblázatban foglaltuk össze – a táblázat adatai a 0, 1000, 2000 és 3000 m-es üledék-vastagságra vonatkozó felszínmozgási adatokat jelentik, mm/év egységben;  $R$  pedig a korrelációs együttható.



3. ábra. A pannon üledékvastagság és a felszínmozgások közötti kapcsolat (a vízszintes tengelyen a távolság [km]-ben, bal oldalon a mélység [m]-ben, a jobb oldalon a felszínmozgási sebesség [mm./év]-ben).

I. táblázat. Különböző területre vonatkozó korrelációs egyenesek jellemző adatai

	tengelymetszet	1000 m	2000 m	3000 m	$R$
Kisalföld	+ 0.11	- 0.54	- 1.19	- 1.84	0.8769
Nagyalföld mélymedence	+ 0.15	- 0.54	- 1.23	- 1.92	0.7494
Nagyalföld sekélymedence	- 0.26	- 1.26	- 2.26	- 3.26	0.8537



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

A fenti vizsgálataink eredményeinek jelentősége abban nyilvánul meg, hogy a vertikális kéregmozgás során a földfelszíni pontok a nehézségi erőtérben elmozdulva más potenciálértékű helyre kerülnek, így ennek megfelelően a kérdéses pontokban elhelyezett mérőműszerek időben változó nehézségi térerősség értékeket mutatnak. Ugyanakkor a közettömörödés miatt is megváltozik a nehézségi erőtér értéke, hiszen ennek során megváltozik a kőzetek sűrűsége. Mindezeknek megfelelően meghatároztuk a nehézségi erőtér ezekből eredő megváltozását Magyarország területére, mely értékek a 4. ábrán látható módon átlagosan  $-5$  és  $+20 \mu\text{Gal}/10\text{év}$  érték között változnak (Völgyesi-Csapó-Szabó, 2005).

### A talajvízszint ingadozás gravitációs hatása

A nehézségi erő értékét jelentős mértékben befolyásolja a talajvízszint ingadozása is, amelynek több különböző periódusa van és a mértéke is széles tartományban változik. A talajvízszint változásában az időjárási- ill. csapadékviszonyok mellett helyenként nagy szerepe lehet az emberi tevékenységnek is. Annak érdekében, hogy a vízszintingadozásnak a nehézségi erő nagyságára gyakorolt hatását és mértékét figyelembe tudjuk venni, át kellett tekintenünk a talajvíztükör emelkedése, vagy süllyedése következtében fennálló térfogatsúly változásokat, amihez viszont ismerünk kell a talajvíztároló rétegek effektív porozitását. Tekintettel a felszínközeli rétegek nagyfokú változatoságára, célszerűnek látszott elsőként regionális áttekintést nyerni ezek eloszlásáról, majd a következő lépésben megvizsgálni a lokális hatásokat, amelyek már konkrét mérési poligonokhoz kapcsolhatók.

Kezdeti kutatásaink során kimutattuk, hogy a talajvízszint ingadozása a graviméteres mérési pontosságot meghaladó mértékben befolyásolhatja a mért  $g$  értékeket (Csapó-Szabó-Völgyesi, 2003). Ezt követően adatokat gyűjtöttünk az ország különböző területeiről azzal kapcsolatban, hogy a talajvíz jelenléte milyen mértékben befolyásolja a felszínközeli fiatal, laza üledékes képződmények sűrűségét. Vizsgálatainkhoz mérnökgeofizikai szondázások adatait használtunk fel (Csapó-Völgyesi, 2005). Az elmúlt évek során az ország számos pontján végeztek mérnökgeofizikai szondázásokat. Ezek adatainak felhasználásával lehetőségünk nyílt megvizsgálni a talajvíz által a laza üledékekben okozott sűrűségváltozás nagyságának területi eloszlását. Vizsgálataink során az ország 24 különböző területén, főleg az Alföldön, összesen több mint 250 szondázás adataiból meg-



határoztuk a talajvíz által okozott sűrűség-növekedés mértékét. A 24 területből azon körzetekben, ahol tíznél több szondázás adatai álltak rendelkezésünkre, meghatároztuk a területi átlagot is. Az Alföld területére vonatkozó adatokból számított sűrűségváltozás átlaga  $30 \pm 5 \text{ kg/m}^3$ . A szokásos Bouguer-lemezzel számolva ekkora sűrűségváltozás  $\Delta g = 12.57 \pm 2.0 \text{ } \mu\text{Gal/m}$  gravitációs változást okoz.

Miután áttekintettük a sűrűségváltozási viszonyokat, figyelmünket a talajvízszint ingadozásának vizsgálatára fordítottuk. 1950 és 1955 között a Magyar Állami Földtani Intézet nagyszabású talajvíz térképezést végzett az ország síkvidéki részein. A térképezés során több mint 1 000 000 ástott talajvízkút és közel 16 000 fúrt kút adatait mérték meg és jegyezték fel. Az országos felmérés egyik legfontosabb feladata a talajvízszint felszín alatti mélységének meghatározása volt. A vízszintmérések tavasztól ősziig, a teljes terepi időszakban folytak, ezért az évszakos változásokat az adott területre eső, a VITUKI által folyamatosan észlelt kutak adatai alapján azonos időpontra kellett vonatkoztatni. A mérések alapján több figyelemre méltó jelenség tapasztalható:

- a talajvíz szintje, lesimítottan ugyan, de követi a felszín domborzatát;
- lösszel fedett területeken a talajvízszint mélyebben helyezkedik el, mint homokfelszín alatt;
- finomszemcsés üledékekben nagyobb a talajvíz járása, mint homokban;
- a talajvíz szintje állandóan ingadozik, nyári nappalokon a párolgás miatt néhány cm-t süllyed, éjszaka kb. ugyanennyit emelkedik. Nagyobb (1–2 m nagyságú) változásokat észleltek az évi menetben. Nyár elején a kutak vízszintje süllyedni kezd, általában ősszel éri el a mélypontot, majd emelkedik és késő tavasszal éri el legmagasabb állását.

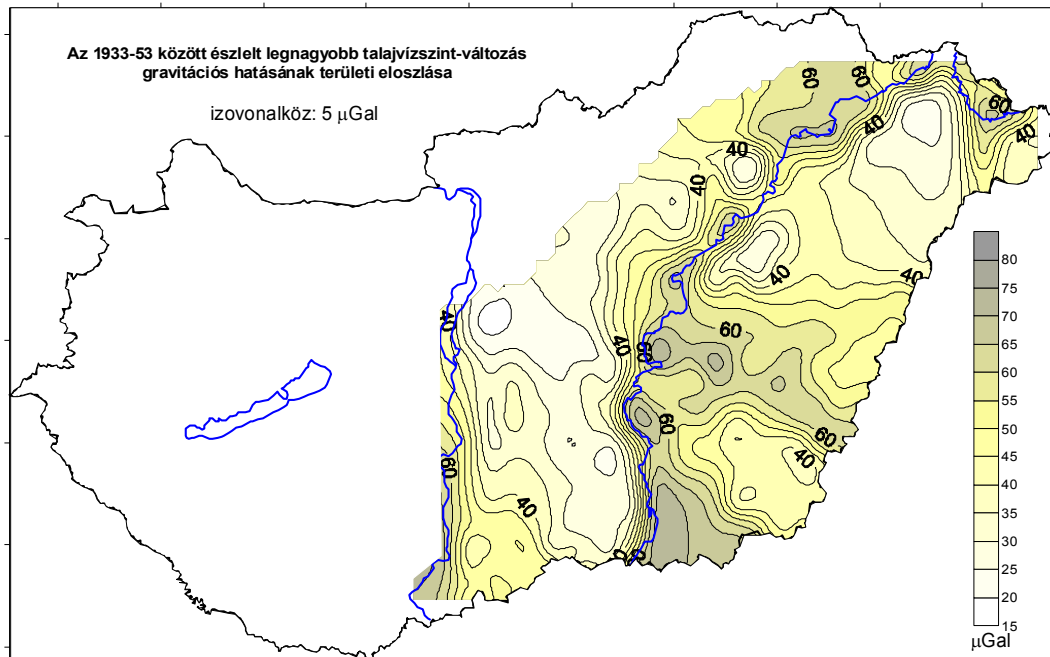
- A magasabb talajvízállás évei nem esnek egybe a legcsapadékosabb évekkel.

Ez utóbbi megfigyelés felveti a talajvíz utánpótlásának kérdését. A tapasztalat szerint az Alföldön a nyári csapadék nagy része elpárolog, még a hosszú esős időszakok sem nedvesítik át 20–30 cm-nél mélyebben a talajt. Egyedül az őszi-téli csapadék jut le mélyebbre a felszín alá, de az átnedvesedés így is ritkán haladja meg az 1–1.5 m-t. Tehát az átnedvesedés alsó határa csak ott érintkezik a talajvíztükörrel, ahol annak felszíne nem haladja meg ezt a mélységet. Mindebből az következik, hogy a talajvíz utánpótlása nem közvetlenül a csapadékból származik. A vízutánpótlás kérdése a geológusok körében is vitatott, egyesek szerint a hegyekből lefolyó bőséges csapadékvíz a medenceperemi durva lejtőtörmeléken keresztül, majd horizontális áramlással szivárog az Alföld belseje felé. Mások szerint a kompaktáció által kiszorított mélybeli víz képezi a talajvíz utánpótlását. Valószínűleg mindkét lehetőségnek szerepe van a tényleges folyamatokban.

Rónai és munkatársai által az Alföld területére megszerkesztett 1933–1955 közötti időszakban észlelt legmagasabb és legalacsonyabb havi közép-vízállások különbségének térképe alapján a nagyobb folyók közelében a szintváltozás eléri, sőt helyenként meg is haladja a 6 m-t. Ugyanakkor pl. a Nyírség, vagy a Duna-Tisza közének egyes részein a változás mértéke 2 m alatt marad. Térképüket 10 km-es négyzetháló sarokpontjaiban történő kiolvasással digitalizáltuk. Az így kapott vízszintváltozások és az Alföldre a fentiekben ismertetett módon megállapított sűrűség-változás ismeretében meghatároztuk a négyzetháló sarokpontjaira a talajvízingadozás okozta gravitációs hatást. Ezek 20–80  $\mu\text{Gal}$  nagyságú változásokat mutatnak. Ezen adatrendszer alapján az Alföld területére megszerkesztettük a talajvízingadozás okozta maximális gravitációs hatás területi eloszlásának 5. ábrán látható térképét. A térképről leolvasható, hogy az Alföld egyes területrészein mekkora gravitációs hatást okozhat a talajvízszint ingadozása.

A térkép alapján arra gondolhatnánk, hogy a nehézségi erőter nem árapály jellegű változását vizsgáló nagy pontosságú mérések esetében egyszerűen csak meg kell határozni a talajvízszint mindenkorai állásának megfelelő sűrűségváltozás nagyságát és a megismételt méréseknél ezekkel korrigálni az észlelt adatokat. A helyzet a valóságban sajnos nem ilyen egyszerű, mivel az Alföld talajvízszint térképe olyan megfigyelési adatok alapján készült, amelyek nem minden esetben elégítik ki a talajvíz klasszikus fogalmát. Talajvíz alatt ugyanis az első vízzáró réteg fölötti porózus rétegben elhelyezkedő vizet értjük. Ez a víztartó réteg rendszerint a felszínig ér és felülről nem zárja le egy nyomást előidéző, vizet át nem eresztő réteg. A vizsgálatok azonban azt mutatják, hogy az Alföld nagyobbik részén a kutakban feltárt víz nem felel meg ezeknek a követelményeknek. A felszínt sok helyen vizet át nem eresztő képződmények fedik és az ástott kutak is a felső vízzáró réteg alatti ré-

tegvizet tárják fel. Az ilyen kutakban a nyugalmi vízszint a rétegnomás miatt 1–2 m-el magasabban helyezkedhet el, mint a tényleges talajvízszint. A kútban észlelt színtingadozás tehát nem a talajvíz szintjének változása miatt, hanem a rétegben beálló nyomásváltozás miatt jön létre. A nyomásváltozásnak viszont nincs gravitációs hatása.



5. ábra. Talajvízszint változás gravitációs hatása

Ezek után fontosnak találtuk még megvizsgálni a csapadék hatását is a gravitációs mérésekre. A megfigyelések szerint a csapadék közel 1/3 része elfolyik, 1/3 része elpárolog és 1/3 része pedig beszivárog a talajba. A valóságban persze ezeket az arányokat nagymértékben befolyásolja a csapadék intenzitása, a domborzati viszonyok, a hőmérséklet és a talaj vízáteresztő képessége. Így pl. egy 120 mm csapadékot adó felhőszakadást feltételezve, ebből ha 40 mm beszivárog a talajba, akkor ennek a gravitációs hatása mintegy 1,7  $\mu\text{Gal}$ . Természetesen télen a csendesebb esők és a hóolvadás miatt a csapadék jelentősebb része képes beszivárogni a talajba. Feltételezve, hogy az országosan 600 mm-nek vehető átlagos évi csapadék fele az őszi-téli időszakban jut a felszínre, és ennek közelítőleg a fele azaz mintegy 150 mm szivárog be a talajba, az ennek megfelelő gravitációs hatás mintegy 6,3  $\mu\text{Gal}$ . Így megállapítható, hogy a talajvízjárástól függetlenül a beszivárgó csapadék is okozhat néhány  $\mu\text{Gal}$  nagyságú gravitációs változást.

### A nehézségi erőtér második deriváltjai időbeli változásának vizsgálata

A geodéziai-geodinamikai peremérték-feladat megoldása kapcsán az egyik lényeges kérdés az, hogy mivel a nehézségi erőtér az adott pontban részben az erőtér megváltozása, részben pedig a felszín alakváltozása (a mérési pont elmozdulása) miatt is megváltozik, ezért ezt a két hatást nehéz szétválasztani. A geodéziai-geodinamikai peremérték-feladat megoldásával kapcsolatban megmutattuk, hogy az Eötvös-tenzor időbeli változását három részre bonthatjuk. Az első tag a felszínmozgásból adódó összetevő, a második a nehézségi erőtér időbeli változását írja le az elmozdulás előtti pontban, a harmadik pedig egy csatolási tag. Az első és harmadik tag a nehézségi erő potenciálfüggvénye harmadik derivált tenzorából számítható ki. Ezeket a tagokat gömbi és sík közelítésben is felírhatjuk (Tóth, 2005).

Kimutattuk, hogy a nehézségi erő gradienseinek az előnye a nehézségi gyorsulás mérésekkel szemben az, hogy bizonyos gradiens kombinációk érzéketlenek a felszín elmozdulására és így lehetővé teszik a nehézségi erőter időbeli változásának meghatározását ismételt magasságmeghatározás nélkül is. A megfelelő gradiometriai-geodinamikai peremértékfeladat megoldását megmutattuk ismételt Eötvös-inga mérések segítségével. Megmutattuk azt, hogy a nehézségi erőter Eötvös-tenzorának a hely szerinti deriváltjában az Eötvös-inga mérések közül a második vízszintes deriváltak zérus együtthatóval szerepelnek és a vegyes második deriváltak együtthatói pedig függetlenek a magasságváltozástól (Tóth, 2005).

Levezettük azokat az összefüggéseket, amelyek leírják a szintellipsoid nehézségi erőterében az Eötvös-tenzor elemi megváltozását. Ez a harmadrendű tenzor (a potenciálfüggvény harmadik deriváltja) 27 összetevőből áll, amelyből a szimmetria miatt csak 10 független. A tenzor vizsgálata megmutatta azt, hogy a nehézségi erőter Eötvös-tenzorának a hely szerinti deriváltjában az Eötvös inga mérések közül a második vízszintes deriváltak és a vegyes második deriváltak gyakorlatilag ellipszoidi erőterben is függetlenek a mérési hely kis térbeli elmozdulásaitól. Ez egyrészt vízszintes értelemben (második vízszintes deriváltak) illetve magassági értelemben (vegyes második deriváltak) jelentkezik, ami igen előnyös a geodéziai-geodinamikai peremérték-feladat megoldása számára, hiszen így az adott pontban ismételten mért Eötvös-inga mérésekből közvetlenül következtethetünk az erőter megváltozására.

Meghatároztuk azt a megoldást is, amelynek segítségével az ismételt Eötvös-inga mérésekből közvetlenül meghatározható az erőter potenciálváltozása illetve a nehézségi rendellenességek megváltozása az Eötvös geodéziai-geodinamikai peremértékfeladat megoldásán keresztül (Tóth, 2004, 2005). A megoldás zárt alakú integrál, amelynek megfelelő zárt alakú magfüggvényei is előállíthatóak, ha a torziós inga méréseket megfelelő kombinációkban kezeljük. Meghatároztuk ezeket a magfüggvényeket a potenciál, és ennek első illetve második deriváltjai esetében, amelyek Legendre-polinomok és függvények végtelen sorával állíthatók elő akkor, ha bizonyos kombinációkban kezeljük a méréseinket. Kimutattuk azt, hogy 12 féle magfüggvény adódik, amelynek megfelelő zárt alakú magfüggvényeit is előállíthatjuk a Jacobi-polinomok addíciós tételét felhasználva.

Megvizsgáltuk a magfüggvények csonkítási tulajdonságait és kimutattuk azt, hogy ebből a szempontból különösen kedvezőnek tűnik a kétszeres vízszintes derivált kombinációkat tartalmazó integrálokhoz kapcsolt magfüggvények felhasználása.

Adatelőkészítést végeztünk annak érdekében, hogy olyan háromdimenziós tömegmodell álljon rendelkezésre a tesztszámításokhoz, amelyből a geodéziai-geodinamikai peremértékfeladat megoldását ellenőrizhetjük. Tesztszámításokat végeztünk több egyszerű sűrűségmodellt felvéve abból a célból, hogy elemezni tudjuk a gravitációs gradiensek időbeli változását és megbecsülhessük a különböző tagok egymáshoz viszonyított nagyságát (Tóth-Völgyesi-Cerovsky, 2004; Völgyesi-Tóth, 2004; Tóth, 2005). Poliéderekkel határolt háromdimenziós tömegmodell segítségével mutattuk be a geodéziai-geodinamikai peremértékfeladat esetében az ismételten megmért gravitációs gradiensek jelentőségét a felszín közeli tömegváltozások kimutatásában. Vizsgálataink megmutatták, hogy kedvezőbb jel/zaj viszony érhető el a gravitációs gradiensek ismételt mérése esetén felszín közeli tömegváltozások esetében az ismételt (abszolút vagy relatív) graviméteres mérésekhez képest, így várhatóan megbízhatóbb eredményeket érhetünk el gradiensmérésekkel.

### **Ellenőrző mérések a nehézségi erőter változásainak kimutatására**

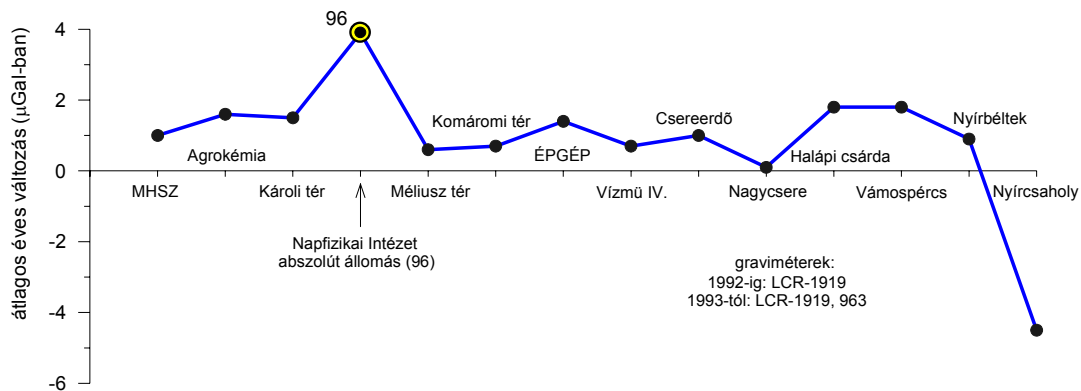
A nehézségi erőter időbeli változásának abszolút mérési módszerrel történő vizsgálata során az alkalmazás módját tekintve vagy hosszú idejű regisztráló méréseket végeznek, vagy ciklikus, ismétlődő méréseket hajtanak végre a vizsgált pontokon. Tekintettel arra, hogy Magyarország nem rendelkezik abszolút graviméterrel, számunkra a ciklikus újramérések adnak lehetőséget az erőter időbeli változásának tanulmányozására. Regionális (az ország területére kiterjedő) vizsgálatokhoz a telepített 15 abszolút állomás közül azokat tudjuk felhasználni, melyeken két, vagy több  $g$  meghatározás történt. Az utóbbi években öt ponton (Madocsán, Öttömösön, Kenderesen, Szerencsen és Gyulán) tudunk elvégezteni ilyen méréseket. Az 1978-2005 közötti időintervallumban végzett ismételt abszolút mérések alapján meghatároztuk a Magyarországra vonatkozó nehézségi erőter



változások lehetséges mértékét – feltételezve, hogy az azonos pontokon végzett egyes mérések eredményeinek eltérései nem tartalmazzák a különböző gyártmányú berendezések ún. műszeres hibáit, vagyis kizárólag az erőter változásait mutatják. (Ez a feltételezést alátámasztják a franciaországi Sevresben 3 évente végzett ún. körvizsgálatok eredményei, melyek nem mutatnak szignifikáns eltéréseket a nálunk is alkalmazott AXIS és JILAG-6 graviméterek mérési eredményei között).

A méréseink és számításaink megerősítették, hogy hazánkban a nehézségi erőter lehetséges regionális változása átlagosan  $\pm 2 \mu\text{Gal}/\text{év}$ . Három területen találunk ettől eltérő értékeket: Budapesten 1980-1993 között az éves változás  $-3.1 \mu\text{Gal}/\text{év}$ , 1993-2000 között  $-1.8 \mu\text{Gal}/\text{év}$  volt. Ennek az eltérésnek az oka az ún. eocén program, amely idején a hazai karsztvízszint több méterrel süllyedt. Annak leállítása után a Mátyás hegyi ponton is az országos átlagnak megfelelő változást észleltük. Jelentős eltérést mutat Debrecen környéke ( $+ 4.2 \mu\text{Gal}/\text{év}$ ), aminek oka a városi vízkivétel miatt bekövetkező lassú közettömörödés és az ezzel együtt járó függőleges felszínmozgás (süllyedés). Ezt a ténytet a felsőrendű szintezések eredményei is alátámasztják. A harmadik terület Siklós, ahol az átlagostól eltérő  $+ 3.0 \mu\text{Gal}/\text{év}$  mértékű változás adódik.

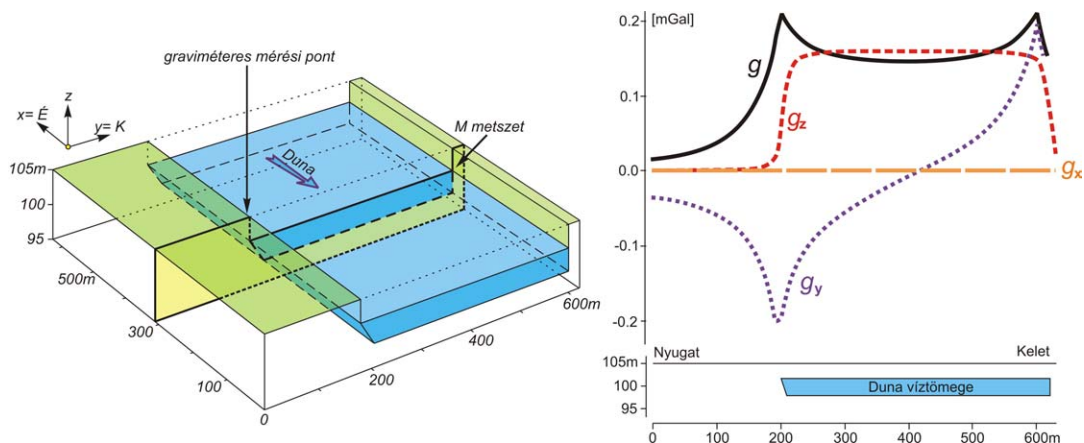
Korábbi OTKA pályázat keretében Debrecen környékén mozgásvizsgálati hálózat létesült, amely hálózatban rendelkezésre állnak a régebbi relatív graviméteres mérések eredményei (Csapó, 2004). A hálózatban 2003-ban LaCoste-Romberg graviméterekkel nyolcadik alkalommal ismételt g méréseket végeztünk. A kiegyenlített mérési eredmények alátámasztották a korábban megállapított 1-4  $\mu\text{Gal}/\text{év}$  nagyságú változásokat (Csapó-Völgyesi, 2005).



6. ábra. A debreceni mozgásvizsgálati terület pontjain az évi átlagos relatív nehézségi gyorsulás értékek változása

A relatív graviméteres mérések mai megbízhatósági szintjén a talajvíz gravitációs hatása mellett az épített környezet keretei között mozgó egyéb nagyobb víztömegek gravitációs hatását is célszerű megvizsgálni és figyelembe venni. A talajvízszint változásain kívül megvizsgáltuk a 2002. évi dunai árvíz gravitációs hatását, valamint a Gellért-hegyi ivóvíz tárolóban felhalmozott víztömeg napi ciklikus mozgásából származó gravitációs hatást is. A dunai árvíz gravitációs hatásának vizsgálatára relatív graviméteres méréseket végeztünk két pont között az árhullám tetőzéskor és a gyors apadás három fázisában. Az egyik pontot közvetlenül a vízparton, a másikat ettől mintegy 500 m-es távolságban létesítettük. Vizsgálati eredményeink alapján a közel 4 méteres vízszintkülönbség hatása a mérési kapcsolat mindkét pontjában jelentkezik, mert a Duna változó vízszintje a távolabbi pont környezetének talajvízszintjére is hatással van. Az árvíz tetőzésekor és az ezt követő 4. napon megfigyelt 4.16 m teljes vízszintváltozásnak megfelelő – Bouguer-lemez modell számításával kapott – gravitációs hatás  $22 \mu\text{Gal}$ -nak adódott, ami közel a fele a mért  $42 \mu\text{Gal}$  változásnak (Csapó-Szabó-Völgyesi, 2003; Tóth-Völgyesi-Cerovsky, 2004). Ebből következik, hogy esetünkben a talajvízszint ingadozásából származó hatás összemérhető a Duna vízmagasságának változásából eredő hatással. A 2002. évi dunai árvíz tömegmodellje és számított gravitációs hatása a 7. ábrán látható. Amennyiben feltételezzük, hogy közvetlenül a Duna partján telepített pontban a talajvízszint változása fázis-

késés nélkül követte a Duna apadását, akkor az üledékek permeabilitására 12.5%-ot kapunk, ami a terület geológiai felépítése alapján (agyagos-márgás-homokos összetétel) reálisnak tűnik.



7. ábra A 2002. évi dunai árvíz tömegmodellje és számított gravitációs hatása az *M* metszeten

A Gellért-hegyi víztárolóban lévő mintegy 80000 m<sup>3</sup> mennyiségű ivóvíz tömegének napi ciklikus mozgásából származó hatást a dunai árvíz idején végrehajtott mérésekhez hasonló elrendezésű mérési kapcsolattal tanulmányoztuk. A víz gravitációs hatása ebben az esetben csupán a víztároló feletti mérési pontban jelentkezik, mert a zárt rendszerben mozgó víznek sem közvetett, sem közvetlen gravitációs hatása nincs a mérési kapcsolat másik, mintegy 500 méter távolságban telepített pontjában. A méréseket változó vízmagasságok mellett két LCR graviméterrel egyidőben mérve többször megismételtük. A mérési kapcsolat két pontja között mért  $\Delta g$  értékek átlagából 27  $\mu\text{Gal/m}$  gravitációs hatás adódott. A számításokat a geofizikában alkalmazott ún. „pálcikás” hatószámítási módszerrel ellenőriztük, amelynek eredményeképpen 32  $\mu\text{Gal/m}$  értéket kaptunk (Csapó-Szabó-Völgyesi, 2003; Tóth-Völgyesi-Cerovsky, 2004).

## Következtetések

Megállapításaink magyarázatot adhatnak arra a tapasztalati tényre, melyet a gravitációs alapvonalon végzett kalibráló mérések analízise során tapasztalhatunk. A több mint 20 évre visszatekintő nagypontosságú graviméteres mérések megbízhatóságára ugyanis  $\pm 15\text{-}20 \mu\text{Gal}$  adódott, miközben a mérések több hónappal későbbi megismétlésekor a kapott értékekben akár 80-100  $\mu\text{Gal}$  eltérés is tapasztalható volt. Vizsgálatainkból arra a következtetésre juthatunk, hogy a gravitációs mérések pontosságának már nem műszertechnikai korlátai vannak, hanem ezek megbízhatóságát nehezen meghatározható külső körülmények (pl. a talajvízszint és/vagy talajnedvesség ingadozása) korlátozzák.

Ezért a  $\pm 80\text{-}100 \mu\text{Gal}$ -t meg nem haladó mértékű nehézségi erő változásokat még akkor is kellő kritikával kell fogadni, ha a változások azonos tendenciát mutatnak. Tőlünk független külső tényezők ugyanis ilyen nagyságrendű eltéréseket idézhetnek elő, melyeknek meghatározása gyakorlatilag igen nehéz.

Abszolút állomások esetén viszont lehetséges a talajvízszint ingadozás gravitációs hatásának figyelembe vétele, amennyiben a mérésekkel egyidejűleg észleljük a talajvízszint változását, meghatározzuk a talajvíz mozgása által okozott sűrűségváltozás nagyságát, és tisztáztuk, hogy adott esetben szabad felületű talajvízzel, vagy rétegvízzel állunk-e szemben.

Vizsgálataink további tanúsága, hogy olyan helyek közelében, ahol nagyobb vízmozgások várhatók, nem célszerű graviméteres mérési pontot telepíteni, mert az ismételt mérések között olyan

eltérések adódhatnak, amelyek jelentősen meghaladják a relatív graviméteres mérések megbízhatóságát.

**Megjegyzés:** Kutatásaink 2002 és 2005 között a T-037929 sz. OTKA támogatásával folytak.

### Hivatkozások

- Csapó G, Szabó Z, Völgyesi L** (2003): Changes of gravity influenced by water-level fluctuations... Reports on Geodesy Warsaw Univ. of Technology 64 (1): 143-153
- Csapó G** (2004): Felszínmozgások komplex vizsgálata Debrecen térségében. A T031875 sz. OTKA zárójelentése
- Csapó G, Völgyesi L** (2005): Geodéziai és geofizikai módszerek együttes alkalmazása a nehézségi erőter időbeli változásainak vizsgálatára, Geomatikai Közlemények VIII: 191-198
- Jámbor Á** (1985): Magyarázó Magyarország pannóniai képződményeinek földtani térképeihez (1:500 000). MÁFI
- Tóth Gy, Völgyesi L, Cerovsky I** (2004): Modelling time variation of gravity gradients... Reports on Geodesy Warsaw Univ. of Technology 69 (2): 309-314
- Tóth Gy** (2005): The gradiometric-geodynamic boundary value problem, Springer Verlag Berlin, Heidelberg, New York; Series: IAG Symposia, Vol. 129: 352-357
- Völgyesi L, Szabó Z, Csapó G** (2004): Relation between the geological conditions and vertical surface movements in the Pannonian basin, Springer Verlag Berlin, Heidelberg, New York; Series: IAG Symposia, Vol. 129: 358-363
- Völgyesi L, Tóth Gy** (2004): Modelling gravity gradient variation due to water mass fluctuations, Springer Verlag Berlin, Heidelberg, New York; Series: IAG Symposia, Vol. 129: 364-368
- Völgyesi L, Csapó G, Szabó Z** (2005): Relation between time variation of gravity and pannonian sediment thickness in the Carpathian basin., Reports on Geodesy, Warsaw University of Technology, 73 (2): 255-262

\* \* \*

Völgyesi L, Tóth Gy, Csapó G, Szabó Z (2006) A nehézségi erőter nem árapály jellegű időbeli változásainak vizsgálata. Geomatikai Közlemények IX, pp. 111-121.

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)