

A Föld alakja és a geodinamika — az ELTE Geofizikai Tanszékén az 1960-as években végzett műholdas Doppler-mérések és jelentőségük áttekintése

TIMÁR Gábor^{1,*}, FERENCZ Csaba¹, DRAHOS Dezső¹, ÁDÁM József^{2,**}, MOLNÁR Gábor³

¹ELTE Geofizikai és Űrtudományi Tanszék, timar@caesar.elte.hu, csaba@sas.elte.hu, drahos@pangea.elte.hu

²BME Általános és Felsőgeodézia Tanszék, jadam@sci.fgt.bme.hu

³MTA-ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport, molnar@sas.elte.hu

*orcid: 0000-0001-9675-6192

**orcid: 0000-0002-0006-2661

Shape of the Earth and geodynamics — overview of the satellite Doppler measurements at the Department of Geophysics of ELTE in the 1960s and their importance

Abstract

The Hungarian Doppler geodesy satellite measurements have been started in the end of 1960s, as a cooperation of the newly founded Space Research Group (first in the Technical University of Budapest, then at the Department of Geophysics of the ELTE Eötvös University), with significant contribution of students. The goal of these studies was to determine coordinates of distinct terrain points in an Earth-centered Earth-fixed geodetic coordinate system. The accuracy of the coordinate determination was in the same range as the locating of the control stations of the American space programs in the Mercury datum. This project was the kickoff of the research career of Frank HORVÁTH. We also show, how the satellite geodesy contributed even in this early period to the understanding the dynamic structure of the planet Earth.

Keywords: satellite geodesy, positioning, shape of the Earth, geodynamics, Doppler measurements

Összefoglalás

Az 1960-as évek végén az Budapesti Műszaki Egyetemen megalakult, majd FERENCZ Csaba munkahelyváltásával az ELTE Geofizikai Tanszékén működő Űrkutató Csoport bázisán, nagyrészt diákköri munka keretében kezdődtek meg a hazai műholdas Doppler-geodéziai mérések, melyek célja földfelszíni pontoknak a Föld tömegközéppontjához rögzített koordináta-rendszerben történő helymeghatározása volt, műholdas jelek vételével. A jelen munkában összefoglalt kutatás eredményeként a mérési pontok helymeghatározásának pontossága ugyanabba a nagyságrendbe esett és alig maradt el a NASA által ugyanebben az évtizedben az amerikai űrprogram földi követőállomásainak hasonló módszerrel elvégzett helymeghatározásához képest. Ez a munka jelentette HORVÁTH Ferenc kutatói pályafutásának kezdetét. Cikkünk végén bemutatjuk, hogy a műholdas geodézia már ebben az időszakban is kapcsolódott a Föld dinamikai szerkezetének megértéséhez.

Kulcsszavak: műholdas geodézia, helymeghatározás, földalak, geodinamika, Doppler-mérések

Bevezetés

Földünk alakja a tudomány hajnala óta annak egyik legfontosabb kérdése. Míg a gömb alak igen jó közelítésnek bizonyult, már NEWTON (1687) és HUYGENS (1690) érvelésében felmerült, majd a 18. században nyilvánvalóvá vált, hogy ez bármennyire egyszerű és érthető közelítés, számos gyakorlati alkalmazás számára túlságosan durva modellt jelent. Némi bizonytalanság után a sarkoknál lapult forgási ellipszoid vált az elfogadott nézetté. Ez az alakmodell vált uralkodóvá a 19. században a geodézia, a térképészet, a navigáció és bizonyos fizikai alkalmazások számára is. Mindazonáltal már a 18. században felmerült az a gondolat,

hogy az ellipszoid sem pontos, hanem csak közelítő modell (MAIRE & BOSCOVICH 1760, CONDILLAC 1775). Végül az ellipszoid méretének meghatározására világszerte elvégzett mérésekben mutatózó eltérések elemzésével GAUSS (1828) mutatott rá, hogy a Föld nehézségi erőterének potenciálfelületei — így a szabad vízfelületek, vagyis a tengerszint is — lényegesen összetettebb alakot vesznek fel, amely meglepően jó közelítéssel forgási ellipszoid, de mégsem teljesen az. A középtengerszint által megadott szintfelületnek — és ennek elvi, szárazföldek alatti folytatásának — LISTING (1872) a „geoid” nevet adta.

A geoid azonban valójában igen bonyolult, a Föld belső, nagy vonalakban szabályos, de lokálisan e szabályoktól eltérő

tömegeloszlása által megszabott forma. Annyira bonyolult, hogy minél pontosabb közelítése mindmáig kihívást jelent a felsőgeodézia, a geofizika, e tudományokon belül pedig a gravimetria számára (BIRÓ et al. 2013). Sem a térképészetben, sem a geológiai-geofizikai térképészetben és adatgyűjtésben nem merült fel az a lehetőség, hogy a geoidot magát alapfelületként alkalmazzuk. A térképi ábrázolások, a különböző térképi vetületek alapfelületeként mindmáig továbbra is a forgási ellipszoidot használjuk. Amikor egy tereptárgy földrajzi szélességét és hosszúságát egy térképről vagy a GPS kijelzőjéről leolvassuk, ezen adatok valamilyen forgási ellipszoidon értelmezettek. Aki pedig valaha összevetette egy tereptárgy papírtérképről leolvasott és GPS-szel mért ellipszoidi koordinátáit, észrevehette, hogy azok többé-kevésbé szisztematikusan eltérnek egymástól, az eltérés pedig több szögmásodperc nagyságrendű lehet, vagyis metrikus értelemben több tíz vagy akár több száz métert is elérhet. Ez nem hiba, hanem pontosan az ellipszoidi közelítés eredménye. De hogy lehet ez? A geoid és a hozzá legjobban illeszkedő ellipszoid függőlegesen maximum 120 méterre távolodik el egymástól; az ellipszoid tényleg jó modell.

A koordináták eltérése abból adódik, hogy a forgási ellipszoid térbeli elhelyezése nem egyértelmű. Természetes gondolat persze, hogy azt gondoljuk, hogy annak középpontja a Föld tömegközéppontjába esik — csak az esetek túlnyomó többségében, az űrkorszakot megelőzően pedig az összes esetben ez nem igaz. A felszíni geofizika az űrkorszakot megelőzően nem kínált olyan módszert vagy egyszerűen alkalmazható megoldást, amely egy tereppont szélességét és hosszúságát a Föld tömegközéppontjában rögzített ellipszoidon tudta volna megadni — vagyis amely megmondta volna a tömegközéppont pontos helyzetét a felszín valamely pontjához képest.

Az igazsághoz tartozik, hogy azért *majdnem* sikerült. Az 1950-es években, a hidegháborús technológiai verseny részeként mind a szovjet (ZSONGOLOVICS 1952), mind az amerikai (HEISKANEN 1957) geodézia képes volt végül tisztán felszíni eszközökkel elég jó pontossággal leírni a geoid alakját (TIMÁR et al. 2018), innen pedig tényleg csak egy lépés lett volna a tömegközépponti elhelyezésű ellipszoid. Az űreszközök megjelenése azonban sokkal egyszerűbb megoldást biztosított e problémára; pl. az első amerikai űrszonda első néhány hetes pályakövetése és a pályájában mutatkozó időbeli változások rögtön feltárták e módon is a geoid durva alakját (O'KEEFE et al. 1959), és az egyre pontosabb megoldásokra sem kellett sokáig várni.

A Doppler-effektus és alkalmazása a műholdas gravimetriában

Christian DOPPLER osztrák fizikus a 19. század közepén írta le azt a jelenséget, hogy az észlelőhöz képest mozgásban lévő (hang-, illetve fény-) hullámforrás észlelt frekvenciája a forrás és az észlelő egymáshoz viszonyított sebessége függvényében megváltozik; közeledés esetén az észlelt frekvencia emelkedik, távolodás esetén pedig csök-

ken (DOPPLER 1842). Ha a jelenséget el akarjuk képzelni, gondoljunk az autóverseny célvonalán elhelyezett mikrofon által adott közvetítésre: amikor a bajnok autója közeledik a célvonalhoz, motorjának hangját magasabbnak, majd amikor azt elhagyva már távolodik, alacsonyabbnak halljuk.

Ez az elv meglepően jól alkalmazható az űreszközök fedélzetén elhelyezett, nagy pontossággal beállított, ismert frekvencián sugárzó rádióforrásokkal. A műhold rádiójelét a felé fordított észlelő antenna segítségével észlelni lehet, annak látszólagos frekvenciája mérhető. Mivel a forrás névleges frekvenciája ismert, a két frekvencia különbségéből Doppler módszerével a relatív sebesség is meghatározható. A legegyszerűbb eset az, amikor az észlelt frekvencia egybeesik a névlegessel; ekkor a műholdnak az észlelő irányába vett sebességkomponense épp zérus; a műhold ekkor van hozzánk az adott keringés során a legközelebb.

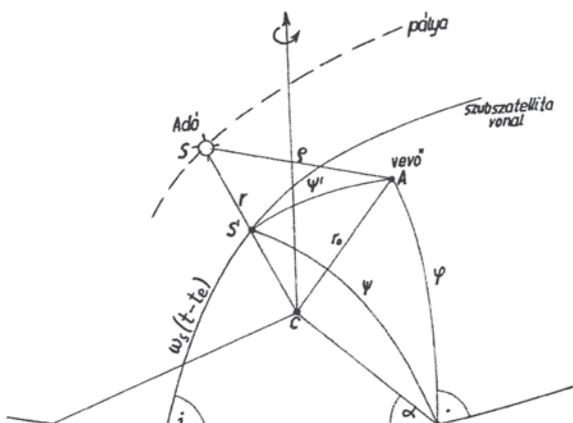
Ahhoz, hogy az antenna helyzetét a Föld tömegközéppontjához képest tudjuk megmondani, természetesen szükségünk van a műhold pillanatnyi pályaelemeire. Ezek pontforrás körül keringő objektum esetén időben változatlanok lennének; a Föld tényleges tömegeloszlása azonban a műhold magasságában is kismértékben szabálytalan teret kelt, emiatt a műhold keringése, annak számszerűsíthető paraméterei időben megváltoznak. Annyi bizonyos, hogy a pillanatnyi pályasík mindig tartalmazza a Föld tömegközéppontját. Ha a pályaelemek adott pillanatban ismertek, az előző bekezdésben említett frekvenciaméréssel megállapítható, hogy a műhold milyen sebességgel halad álláspontunkhoz képest. A műhold valódi sebességének ismeretében azt is tudhatjuk, hogy a műhold pillanatnyi haladási iránya milyen szöget zár be a műholdat az álláspontunkkal összekötő egyeneshez képest. Ha egy állásponton több mérést hajtunk végre, azok együttes feldolgozásával pedig megkapjuk a pont helyzetét a Föld tömegközéppontjához képest — vagy ezt megfordítva: a tömegközéppont helyét álláspontunkhoz képest. Az 1960-as évekig ez minden, a Föld alakjával foglalkozó geodéta álma volt: a módszer, amellyel a vonatkoztatási felületet a Föld tömegközéppontjához igazíthatjuk, közös rendszerbe kötve ezzel országok, kontinensek addig kényszerűen széttagolt geodéziai hálózatait. A dolog jelentősége mindmáig forradalmi: maga a GPS-rendszer is ezen az alapelven működik (ÁDÁM et al. 2004).

A pályaelemek változása még egy gyakorlati problémát jelentett. A GPS-méréshez a rendszerhez tartozó műholdakat földi követőállomásokról radarral követik, így biztosítva azok folyamatosan „friss” pályaelemkészletét, amelyeket a rendszer továbbít a GPS-műszerek felé. Az 1960-as években emellett a műholdak csillagászati távcsövekkel történő optikai követése és pozicionálása is működött (pl. ALMÁR 1963; 1966). A geodézia és a térképészet mellett az így definiált globális ellipszoidi koordináta-rendszer első „fogyasztója” pedig maga az űrkutatás, az emberes űrrepülési program volt: a Föld körüli pályán keringő Mercury-űrkapszulákkal a rádiókapcsolatot biztosító felszíni állomások koordinátáit e rendszerben kellett megadni az antennák pontos kalibrálásához, így az 1960-as vonatkoztatási rendszert (FISCHER 1960) más néven „Mercury Datum” néven is emlegették.

A Doppler-módszer alkalmazása az ELTE Geofizikai Tanszékének úrkutató csoportjában

Az 1966-ban — tehát alig néhány évvel a módszer világszerte első megjelenését követően — FERENCZ Csaba, a BME fiatal oktatója vezetésével BME fiatal oktatója vezetésével geofizikus, villamos- és földmérő mérnök hallgatók tudományos diákköri tevékenység keretében vevőantennát építettek, és magyarországi mérésekkel sikeresen állapították meg néhány tereppont földközépponthez képest értelmezett koordinátáit. A csoport munkájába diákként és fiatal kutatóként mások mellett ÁDÁM József, DRAHOS Dezső, GSCHWINDT András, HORVÁTH Ferenc, PAP László és TARCSAI György kapcsolódtak be. A műholdak követését végző csillagászok ALMÁR Iván, ILLÉS Erzsébet, illetve HORVÁTH Ferenc testvére, HORVÁTH András voltak. Így HORVÁTH Ferenc tudományos pályájának kezdetén műholdas geodéziával és pályaszámításokkal, így az elméleti földalak meghatározásával foglalkozott, és érdeklődése innen, a Föld alakjának dinamikai meghatározásán keresztül fordult a geodinamikai, és később konkrétan a lemeztektonikai problémák felé.

A csoport geofizikai tevékenységének legfontosabb része szimulált mérési eredmények kiértékelése volt, amely során a becsült paraméterek meghatározhatóságát vizsgálták a műholdak pályaelemeinek függvényében (DRAHOS et al. 1968; 1. ábra). Az alkalmazott négyes helix vevőantennával (2. ábra) néhány mérést is elvégeztek (FERENCZ et al. 1970). Ezek pontosságát — elsősorban az alkalmazott időtalon pontatlansága, a nem kellően pontos órák miatt — 60–100 méter körülire becsülték (TARCSAI & ÁDÁM 1972). Ne feledjük, hogy ebben az időben ezek úttörő mérések voltak, és nem állt rendelkezésre valódi, más forrásból becsült abszolút koordináta a pontokon. Ez a geodézia pontossági igényeihez képest nyilván nem elegendő megbízhatóság, de érdemes összevetni azzal, hogy a Mercury-követőállomások helyzetének megadása hasonló nagyságrendű hibával történt néhány évvel korábban (vö. DMA, 1990), márpedig az amerikai űrgeodéziai program és egy magyar egyetemi diákkör rendelkezésére álló anyagi források közt sok nagyságrend különbség volt.



1. ábra. A Doppler-mérések geometriáját összefoglaló korabeli ábra (DRAHOS et al. 1968)

Figure 1. From the original paper of DRAHOS et al. (1968), showing the Doppler measurement geometry



2. ábra. A mérésekhez használt négyes helix antenna mérőállásban a budapesti Ferenc-hegy tetején (forrás: Rádiótechnika 1968/11. sz. „80000 km áthidalása ultrarövid hullámokon”; szerző megjelölése nélkül)

Figure 2. The quadruple-helix antenna, used for the measurements, on the summit of Ferenc Hill, Budapest (source: Rádiótechnika, November 1968 issue)

A mérési pontok három dimenziós meghatározása segítségével azok ellipszoid feletti magassága számítható, ebből az értékéből az ismert szintezett, tengerszint feletti magasságot levonva a Föld alakját az adott pontban megadó geoidunduláció kiszámítható. Az említett mérési hiba mellett ez természetesen csak elvi lehetőség — a 60–100 méter sokkal több, mint a geoid magasságában Magyarország területén mutatkozó kb. 7 méteres változás. A végzős diákok közül ÁDÁM József és HORVÁTH Ferenc szakmai érdeklődése ebben az irányban maradt: ÁDÁM József a térben kontrollált alaphálózatok és a Doppler-geodézia, HORVÁTH Ferenc pedig a földalak és a geológiai folyamatok közötti kapcsolat (HORVÁTH 1968) témájában kutatott tovább (3. ábra).

A Föld alakja és a geodinamika

Az, hogy a geoid a Föld belsejének folyamatait milyen skálán tükrözi, leginkább csak az utóbbi évtizedekben vált nyilvánvalóvá, ahogy pontos rajzolata eddig nem ismert részletességgel tárul elénk. Természetesen a műholdak pályaelem-számítása és a műholdas gravimetria egyéb eszközei (FÖLDVÁRY 2004) akkoriban ugyanúgy gyerekcipőben jártak vagy nem is léteztek, mint a gravimetriai kollokáció technikája (HEITZ & TSCHERNING 1972, TÓTH 2009), amelyek együtt már centiméter pontossággal tárják fel a geoid alakját, sőt az abban mutatkozó szezonális változásokat is (FÖLDVÁRY et al. 2015). Az 1960-as évek végén és az 1970-es évek elején épp csak megismertük a geoid nagyszerkezetét, miközben számítási technikánkat ezidőtájt inkább az Apollo-program kapcsán — a holdi izosztázia hiányában — a földinél jóval nagyobb relatív gravitációs anomáliák, az ún. masconok (lunar mass concentrations; MULLER & SJOGREN 1968) térképezése kapcsán fejlesztettük.

A geoidfelszínben mutatkozó kidudorodások és bemélyedések kiterjedése — térbeli hullámhossza — és az azokat keltő geofizikai hatások Földön belüli jellemző mélysége

THE GRAVITY FIELD OF THE EARTH AS DETERMINED BY SATELLITE OBSERVATIONS AND SOME OF ITS GEOPHYSICAL IMPLICATIONS

by
F. HORVÁTH
(Geophysical Institute of Loránd Eötvös University)
(Received: 1. Nov. 1969)

SUMMARY

The gravitational field of a sphere composed of homogeneous and some inhomogeneous spherical shells are compared to the gravity field of the Earth as deduced from satellite observations. The computations show that density disturbances

in the core may contribute to harmonics of degree $2 \leq n \leq 6$,
those in the lower mantle $2 \leq n \leq 20$,
and in the upper mantle $2 \leq n \leq 100$,
in the spherical harmonic series of the external gravity field.

At present the gravitational anomalies deduced from the satellite observation and of geophysical parameters can not be unambiguously interpreted.



Fig. 1. Gravitational anomalies (in mgal) constructed from spherical harmonics up to 15th degree (Köhnelein, 1967)

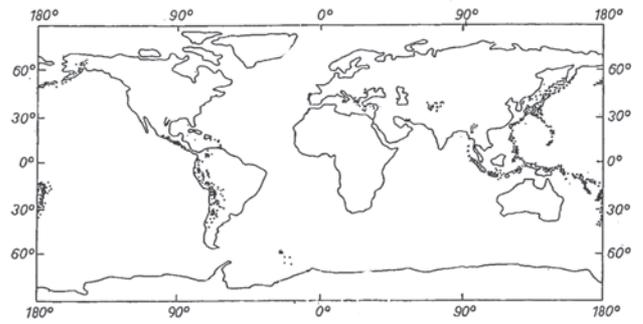


Fig. 4. Epicenters of earthquakes with focal depths between 100 and 700 kms (Barazangi and Dorman, 1969)

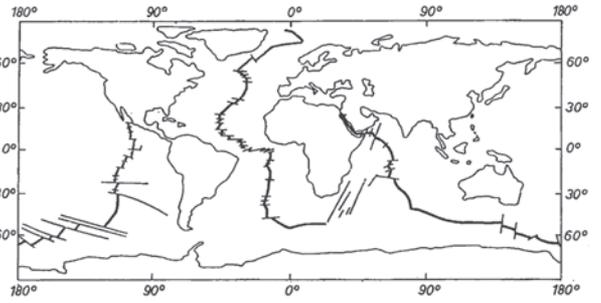
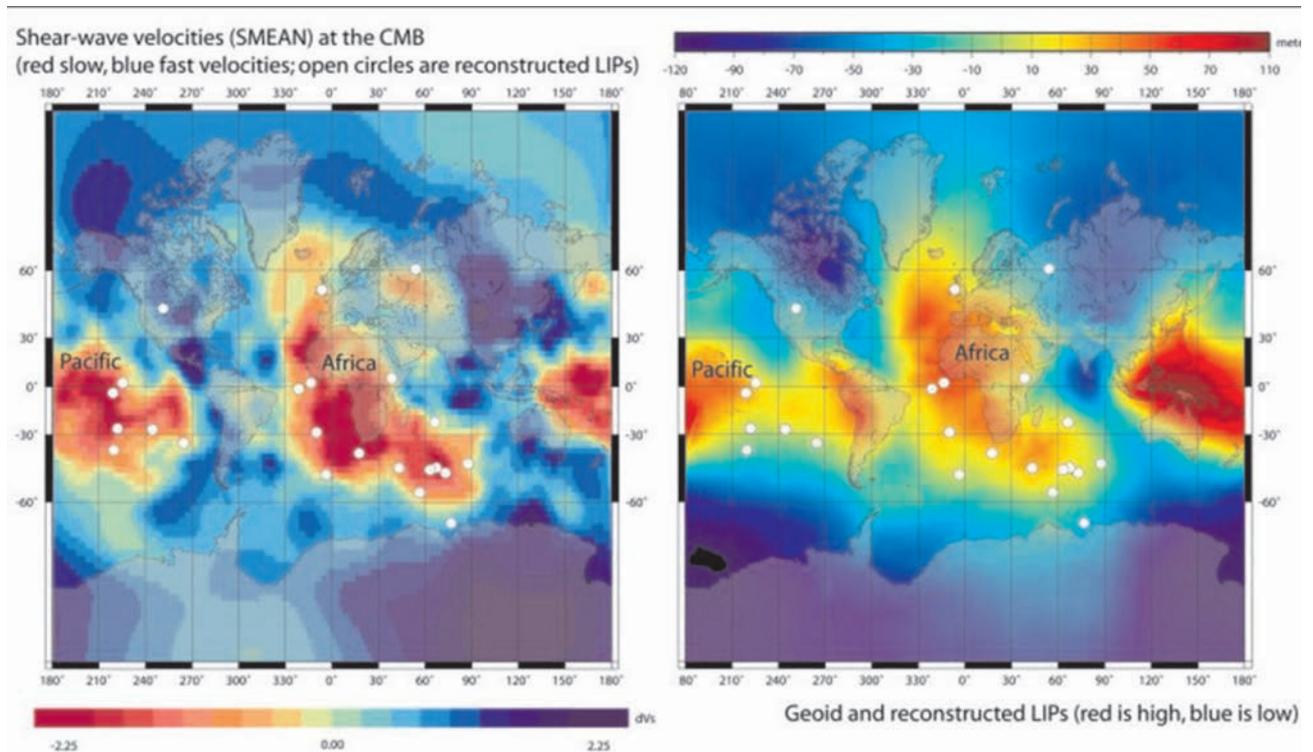


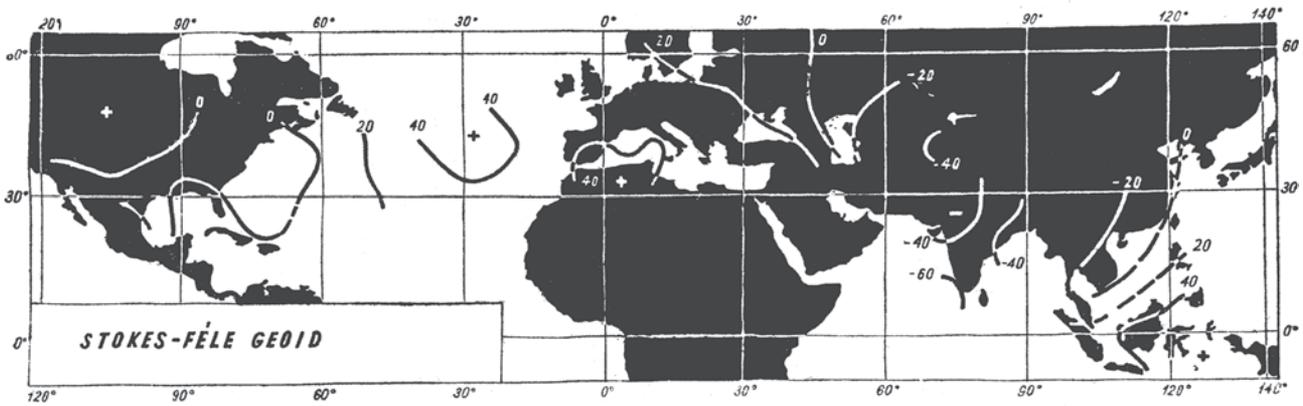
Fig. 5. The mid-ocean ridge system

3. ábra. HORVÁTH (1968) cikkének címlapja az összefoglalóval és 3 kulcsábrára, amely a korabeli globális geofizikai ismereteket fűzi össze a lemeztectonika logikája szerint *Figure 3. The title and abstract of HORVÁTH (1968), with the three key-figures, connecting the global geophysical knowledge of the time of the publication, according to the paradigm of the plate tectonics*



4. ábra. A köpeny-mag határon mért szeizmikus hullámsebességek (a köpeny-mag határ hőmérsékletének indikátora; bal oldalt; SPAKMAN & NOLET 1988, VAN DER MEER et al. 2018) és a földi geoid alakja (függőleges eltérés méterben a legjobban illeszkedő földi ellipszoidhoz képest, jobb oldalt; LEMOINE et al. 1998). Az afrikai és a csendes-óceáni maximális feláramlási zónák esetében figyelemre méltó a korreláció (HORVÁTH Ferenc egyetemi előadóanyagából)

Figure 4. Seismic velocity anomalies (as the indicator the temperature) of the core-mantle boundary (left, cf. SPAKMAN & NOLET 1988, VAN DER MEER et al. 2018) compared to the shape of the geoid (vertical difference of the geoid and the best-fit ellipsoid in meters, right, by LEMOINE et al. 1998). Note the significant correlations at the mega-upstream zones of Africa and Pacific (from a slide of a university course of F. HORVÁTH)



5. ábra. A TANNI (1948) által megbecsült geoidfelszín szintvonalas térképe EGYED (1955) tankönyvében

Figure 5. The isoline map of the geoid part, estimated by TANNI (1948) in the university textbook of EGYED (1955)

közti egyszerű „ököl szabályt” KAULA (1967) állította fel: minél nagyobb kiterjedésűek az anomáliák, annál mélyebb rétegekig tartó folyamatok keltik azokat. A geoid legnagyobb „topográfiai” objektumai: az indonéziai és az észak-atlanti kiemelkedések, illetve az Indiai-óceánon és Dél-Amerika térségében mutatkozó „benyomódások” (ezek nagyságrendje pozitív és negatív irányban max. 110 méter körüli) a köpenykonvekcióhoz kapcsolhatók (KAULA 1972, CHASE 1985), így azok a köpeny-mag határáig lenyúló folyamatokból eredeztethetők (4. ábra). A geoid kisebb kiterjedésű „hegyeinek és völgyeinek” geológiai forrásai természetesen nem ilyen mélyen vannak: a legnagyobb magashegységek (Himalája, Kordillerák–Andok, Sziklás-hegység) mentén az 1990-es évek részletesebb globális geoidmodelljeiben feltűnő néhány száz kilométer szélességű pozitív sávok a hegységképződéshez, a lemeztektonikához kapcsolhatók, mélységi hatóik maximum az asztenoszféra aljáig terjedhetnek.

Mielőtt azonban az 1990-es években megjelentek volna az első — nagyrészt műholdas gravimetriai adatokon épülő geoidmodellek (LEMOINE et al. 1998), sőt még az úrkorszakot is megelőzően, találhatunk nagyon érdekes lokális geoidmodelleket is. A Heiskanen-féle finn iskola már az

1930-as években olyan számítási módszert javasolt, amely a számítógépek előtti időben is, kellő sűrűségű felszíni gravitációs mérések alapján alkalmas volt lokális geoidfelszín becslésére a Stokes-integrál (STOKES 1849) végeleges közelítésével (HIRVONEN 1934). E módszerrel a finn iskola egy másik kitűnő kutatója, TANNI (1948) megalkotta a mediterrán térség geoidképét és annak izosztatisztikus modelljét. Ez a munka nagyon is ismert volt az ELTE Geofizikai Tanszékén; EGYED László (1955) tankönyvében szerepelteti is ezt az ábrát (5. ábra), és tőle került a Tanszék könyvtárába is TANNI cikke (HORVÁTH F., személyes közlés, 2018). Utóbbi hatással volt HORVÁTH (1973) munkájára és szakmai fejlődésére; STEGENA Lajos javaslata mellett lökést adva kutatási irányának a lemeztektonika felé fordításához is.

Köszönetnyilvánítás

A szerzők megköszönik Dr. MIHÁLY Szabolcs és Dr. VÖLGYESI Lajos lektori véleményeiket, észrevételeiket és javító szándékú javaslataikat.

Irodalom — References

- ALMÁR, I. 1963: Opticeskie nabludenija ISZ iz Vengrii v 1963. — In: CICHOWICZ, L. (szerk.): Nabludenija Iskusstvennyh Sputnikov Zemli. Polska Akademia Nauk, Warsaw, p. 166.
- ALMÁR, I. 1966: Conference on Satellite Tracking, Budapest and Baja (Hungary) 14–17 October 1965. — *COSPAR Information Bulletin* **30**, 8–9.
- ÁDÁM J., BÁNYAI L., BORZA T., BUSICS Gy., KENYERES A., KRAUTER A. & TAKÁCS B. 2004: *Műholdas helymeghatározás*. — Műegyetemi Kiadó, Budapest, 458 p.
- BIRÓ P., ÁDÁM J., VÖLGYESI L. & TÓTH Gy. 2013: *A felsőgeodézia elmélete és gyakorlata*. — HM Zrínyi Térképészeti és Kommunikációs Szolgáltató Nonprofit Kft., Budapest, 508 p.
- CHASE, C. G. 1985: The geological significance of the geoid. — *Annual Review of the Earth and Planetary Sciences* **13**, 97–117. <http://dx.doi.org/10.1146/annurev.ea.13.050185.000525>
- CONDILLAC, E. B. de, 1775: *Cours d'étude pour l'instruction du Prince du Parme, tome 3*. — L'Imprimerie Royale, Paris, 330 p.
- DMA, Defense Mapping Agency, 1990. Datums, Ellipsoids, Grids and Grid Reference Systems. — *DMA Technical Manual* 8358.1. Fairfax, Virginia, USA.

- DOPPLER, C. 1842: *Über das farbige Licht der Doppelsterne und einiger anderer Gestirne des Himmels*. — In Commission bei Borrosch & André, Prag [Prága], 18 p.
- DRAHOS D., HORVÁTH F. & TARCSAI Gy. 1968: Mesterséges holdak Doppler-görbéinek geodéziai alkalmazása. — *Geodézia és Kartográfia* **20**, 333–338.
- EGYED L. 1955: *Geofizikai alapismertek*. — Tankönyvkiadó, Budapest, 535 p.
- FERENCZ, Cs., DRAHOS, D., FERENCZ, I., HORVÁTH, F. & TARCSAI, Gy. 1970: Some theoretical contributions concerning Doppler-geodetical measurements. — *Space Research* **10**, 43–53.
- FISCHER, I. 1960: An astrogeodetic world datum from geoidal heights based on the flattening $f=1/298.3$. — *Journal of Geophysical Research* **65/7**, 2067–2076. <http://dx.doi.org/10.1029/JZ065i007p02067>
- FÖLDVÁRY L. 2004: 2000-es évek első évtizede: a gravimetriai műholdak korszaka. — *Magyar Geofizika* **45/4**, 118–124.
- FÖLDVÁRY L., TÓTH Gy., KISS A. & KEMÉNY M. 2015: GOCE műhold: Eötvös-inga mérések Föld körüli pályán. — *Magyar Tudomány* **176/9**, 1063–1070.
- GAUSS, C. F. 1828: *Bestimmung des Breitenunterschiedes zwischen den Sternwarten von Göttingen und Altona*. — Vandenhoeck und Ruprecht, Göttingen, 84 p.
- HEISKANEN, W. A. 1957: The Columbus geoid. — *EOS Transactions of American Geophysical Union* **38/6**, 841–848. <http://dx.doi.org/10.1029/TR038i006p00841>
- HIRVONEN, R. A. 1934: The continental undulations of the geoid. — *Publications of the Finnish Geodetic Institute* **29**, 1–89.
- HEITZ, S. & TSCHERNING, C. C. 1972: Comparison of two methods of astrogeodetic geoid determination based on least squares prediction and collocation. — *Tellus* **24/3**, 271–276. <http://dx.doi.org/10.1111/j.2153-3490.1972.tb01553.x>
- HORVÁTH, F. 1968: The gravity field of the Earth as determined by satellite observations and some of its geophysical implications. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae, Sectio Geologica* **13**, 43–52.
- HORVÁTH F. 1973: Lemeztectonika és a globális gravitációs tér. — *MTA X. Osztály Közleményei* **6**, 293–298.
- HUYGENS, C. 1690: *Traité de la lumière: avec un Discours de la cause de la pesanteur*. — Pierre Vander, Leiden, 180 p.
- KAULA, W. M. 1967: Geophysical implications of satellite determinations of the Earth's gravitational field. — *Space Science Reviews* **7/5–6**, 769–794. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00542895>
- KAULA, W. M. 1972: Global gravity and tectonics. — In: ROBERTSON, E. C. (ed.): *The nature of the solid Earth*. McGraw-Hill, New York NY, 385 p.
- LEMOINE, F. G., KENYON, S. C., FACTOR, J. K., TRIMMER, R. G., PAVLIS, N. K., CHINN, D. S., COX, C. M., KLOSKO, S. M., LUTHCKE, S. B., TORRENCE, M. H., WANG, Y. M., WILLIAMSON, R. G., PAVLIS, E. C., RAPP, R. H. & OLSON, T. R. 1998: *The development of the joint NASA GSFC and NIMA geopotential model EGM96*. — NASA/TP-1998-206861, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD USA, 575 p.
- LISTING, J. B. 1872: *Über unsere jetzige Kenntniss der Gestalt und Grösse der Erde (aus Nachrichten der K. Ges. des Wiss.)*. — Deiterich, Göttingen 66 p.
- MAIRE, C. & BOSCOVICH, R. J. 1755: *De litteraria expeditione per pontificam ditionem ad dimetiendos duos meridiani gradus et corrigendam mappam geographicam jussu et auspiciis Benedicti XIV. Pontifex Maximus suspecta a patribus Societ. Jesu. Palladis*. — Roma, 516 p.
- MULLER, P. M. & SJOGREN, W. L. 1968: Mascons: Lunar mass concentrations. — *Science* **161**, 680–684. <http://dx.doi.org/10.1126/science.161.3842.680>
- NEWTON, I. 1687: *Philosophiæ naturalis — Principia mathematica*. — Pepys, London, 510 p. Angol fordítás: *Mathematical principles of natural philosophy* (ford: Motte, A. 1729), Benjamin Motte, London, 320 p.
- O'KEEFE, J. A., ECKELS, A. & SQUIRES, R. K. 1959: Vanguard measurements give pear-shaped component of Earth's figure. — *Science* **129**, 565–566. <http://dx.doi.org/10.1126/science.129.3348.565>
- SPAKMAN, W. & NOLET, G. 1988: Imaging algorithms, accuracy and resolution in delay time tomography. — In: VLAAR, N. J., NOLET, G., WORTEL, M. J. R. & CLOETINGH, S. A. P. L. (eds): *Mathematical Geophysics*. Reider, Dordrecht, 155–187. http://dx.doi.org/10.1007/978-94-009-2857-2_8
- STOKES, G. G. 1849: On the variation of gravity at the surface of the Earth. — *Transactions of the Cambridge Philosophical Society* **8/5**, 672–695.
- TANNI, L. 1948: On the continental undulation of the geoid as determined from present gravity materials. — *Publications of the Isostatic Institute of I.A.G.* **18**, 1–78.
- TARCSAI Gy. & ÁDÁM J. 1972: Mesterséges hold és megfigyelőállomás koordinátáinak meghatározása Doppler-módszerrel. — *Geodézia és Kartográfia* **24/4**, 245–247.
- TIMÁR, G., DRAHOS, D., MOLNÁR, G. & VARGA, P. 2018: Towards to the geoid — A short overview of the history of gravimetric measurements in geodesy. — *Geosciences and Engineering* **6/9**, 60–74.
- TÓTH, Gy. 2009: New Combined Geoid Solution HGTUB2007 for Hungary. — In: SIDERIS, M. G. (ed.): *Observing Our Changing Earth*. International Association of Geodesy Symposia, IAG Symposia **133**, Springer, Berlin, Heidelberg, 405–412.
- VAN DER MEER, D. G., HINSBERGEN, D. J. J. & SPAKMAN, W. 2018: Atlas of the Underworld: slab remnants in the mantle, their sinking history, and a new outlook on lower mantle viscosity. — *Tectonophysics* **723**, 309–448. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2017.10.004>
- ZSONGOLOVICS, I. D. 1952: Vnyesnyeje gravitacionnoje polje Zemlji i szvjazannüje sz nyim fundamentalnüje konsztanti. — *Trudi Insztitut Teoreticeszkoy Asztronomii* c. 3, 129 p.

Kézirat beérkezett: 2019. 05. 17.