

geológiai kor	idő (millió év)	üledékképződés intenzitása
kréta	136–65	maximális
paleocén	65–53,5	minimális
eocén	53,5–45	maximális
eocén–oligocén	45–22,5	minimális
miocén	22,5–5,5	maximális

4. táblázat • Észak-Amerika keleti és Afrika északnyugati selfjein felhalmozódott üledékek képződési sebessége különböző földtani korszakokban

vízgyűjtővel rendelkező Amazon csupán 363 millió tonna üledéket visz az óceánba. A világ legnagyobb folyói együttesen évente mintegy 27 milliárd tonna üledéket szállítanak (Judson, 1968). Ugyanakkor sok milliárd tonna anyag a folyók árterében, mélyedésekben és a nagy gátak mögött ülepedik le. Kínában egyedül a Sárga-folyó Sanmer-gátja évente 400 millió tonna üledéket tart vissza (Sfeir-Younis, 1986). Ez oda vezet, hogy Hu Chunhong (1955) szerint Kína 330 nagy völgyzáró gátja közül 230 tározó kapacitása átlagosan 14 %-kal, némelyike 50 %-kal csökkent.

Normális agrokulturális feltételek mellett az átlagos eróziót $0,5\text{--}2\text{ t ha}^{-1}\text{év}^{-1}$ teszik, más-képpen kifejezve, a talaj legfelső 1 centiméterének víz- és szél-erózió útján eltávolításához 80–280 évre van szükség (Pimental et al. 1985). A szóbanforgó értékek alakulását jól érzékel-

teti egy Nigériában végrehajtott kísérlet. E szerint 1 %-os lejtőn telepített manióka ültetvény talajvesztését 3 t, 5 %-os lejtőn 87 t, és 15 %-os lejtőn 221 t $\text{ha}^{-1}\text{év}^{-1}$ -nek találták. Utóbbi érték azt jelenti, hogy a művelhető talaj 10 év alatt eltűnik. A világ sok országában aggodalmat keltő módon csökken a megművelhető talaj területe. Indiában 13 millió ha talajt a szél, 74 millió ha-t a víz erodált, India területének egynegyedét. Kína 1957 óta mezőgazdaságilag művelhető területének 11 %-át veszítette el sivatagosodás következtében. Az erózió természetesen hazánkat sem kíméli. Stefanovits Pál és Várallyay György (1992) szerint Magyarország területének mintegy 30 %-a különböző mértékű erózióknak van kitéve.

Kulcsszavak: *ásványok oldódása, talajok kora, eróziója*

IRODALOM

- Meyer, Robert (1997): *Paleolaterites and Paleosols: Imprints of Terrestrial Processes in Sedimentary Rocks*. A. A. Balkema, Rotterdam
- Rona, Peter A. (1973): Relations between Rates of Sediment Accumulation on Continental Shelves, Sea-floor Spreading, and Eustacy Inferred from the Central North Atlantic. The Geological Society of America Bulletin. 84, 281–287.
- Hu, Chunhong (1955): Controlling Reservoir Sedimentation in China. Hydropower and Dams. 1, 50–52.

- Judson, Sheldon (1968): Erosion of the Land, Or What's Happening to Our Continents? American Scientist. 56, 356–374.
- Pimental, David–Dazhong, D., W. et al. (1985): *World Food Economy and the Soil Erosion Crisis*. Environmental Biology Report. 86-2. Cornell University Press, Ithaca, NY.
- Stefanovits Pál: *Magyarország talajai*. Akadémiai, Bp.
- Stefanovits Pál – Várallyay György (1992): In: Proceedings of the Soil Erosion and Remediation Workshop European Agro-Environmental Program, Bp, 79–95.
- Nemecz Ernő (1981): *Clay Minerals*. Akadémiai, Bp., 54

A TENGELYKÖRÜLI FORGÁSSEBESSÉG ÉS A GEODINAMIKAI PARAMÉTEREK VÁLTOZÁSA A FÖLD TÖRTÉNETE SORÁN

Varga Péter

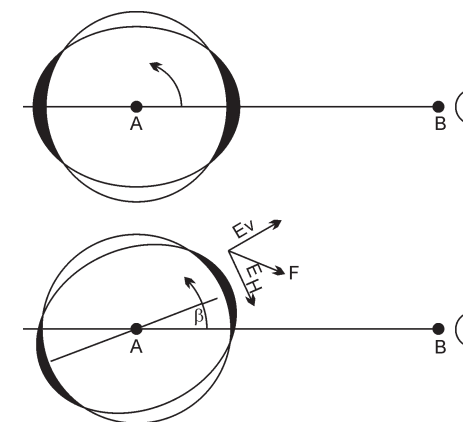
az MTA doktora, tudományos igazgatóhelyettes,
MTA Geodéziai és Geofizikai Kutatóintézet Földrengésjelző Observatóriuma
varga@seismology.hu

Időfogalmunk általában – közvetve vagy közvetlenül – a Föld tengelykörüli forgásperiódusához kötődik, és egysége a földi nap, melynek hosszváltozásai rendkívül széles határok között ingadoznak. Az MTA Geodéziai és Geofizikai Kutatóintézetében – egy az intézethez mint kezdeményező központhoz kötődő nemzetközi kutatócsoporton belül – egyaránt foglalkozunk a rövid és a hosszú periódusú forgássebesség-változások kutatásával.

Rövid periódusúknak szokás nevezni általában az egy éves vagy annál rövidebb periódusú forgássebesség-ingadozásokat. Az éves forgássebesség-ingadozások kutatására akkor nyílt először lehetőség, amikor 1932-ben elkészült az első kvarcóra, amelynek stabilitása elegendő volt ahhoz, hogy Friedrich Pavel és Werner Uhink 1935-ben felfedezzék e jelenség éves periódusú változásait. Az évnél rövidebb periódusú naphossz-ingadozásokat a cézium atomórák 1967-től ilyen célból kezdődő rendszeres használata tette lehetővé. Az ürgeodéziai módszerek terjedésével mód nyílt a szögsebesség-változások napos vagy annál is rövidebb – néhány órás – ingadozásainak kimutatására, melyek oka elsősorban az ár-

pály jelenségben keresendő, de szerepet kaphatnak – e sorok írójának véleménye szerint – ma még nem megfelelően ismert magas frekvenciájú légköri hatások is.

Ugyancsak az árapály, pontosabban az árapályúrlódás, okozza a földi nap – geológiai értelemben vett – hosszú periódusú változásait. Az árapályúrlódás jelenségét az 1. ábrán szemléltetjük. Ha a Föld ideálisan rugalmas testként viselkedik, akkor – úgy, ahogy az a felső ábrán látható – az árapály keltette púp csúcsa, a Föld mindkét oldalán, a keltő égitest (ábránkon a Hold szerepel, de



1. ábra • Az árapályúrlódás magyarázata

hasonló a helyzet a Nap esetében is) tömegközéppontját és a Föld tömegközéppontját összekötő egyenesre esik. Ebben az esetben a Föld forgása változatlan marad, bármilyen hosszú időtartamot vizsgálunk. A valóságban bolygónk a Hold (vagy a Nap) gravitációs hatására nem rugalmas testként reagál: az árapálypúpok késnek a Föld forgásához viszonyítva, és a maximumaikat összekötő egyenes β szöggel eltér az A -t és B -t tartalmazótól. A Föld rugalmatlan „effektív” viszkozitását a tengerek árapálya okozza. Az árapálypúpra a Hold részéről gyakorolt E erőhatást két összetevőre bonthatjuk fel. Az egyik, a függőleges (E_v) a földi nap hosszának változására nincs hatással. A Föld forgását fékező erőösszetevő az E_{FP} mely a Föld forgásával ellentétes irányítottaságú, és ezért bolygónk tengelykörüli forgását fékezi.

Az árapálysúrlódás jelentősége bolygónk életében nagy fontosságú és érdekes kozmológiai összefüggésekkel is bír. A XX. század talán legnagyobb fizikusa, „Einstein volt az első, aki felfigyelt a Föld forgásával kapcsolatos kérdések fontosságára a newtoni gravitáció elméletében... és megjósolta a Föld inerciamomentumának változásait a Hold által keltett (parciális) árapály következtében” írják Wilfried Schröder és Hans-Jürgen Tieder 1997-ben az EOS-ban (az Amerikai Geofizikusok Egyesületének hetilapjában). Bár a megállapítás Einstein prioritásával kapcsolatban téves, hiszen a földforgás lassulás jelentőségére Edmond Halley már 1695-ben felfigyelt, és utána még olyan nagy neveket találunk a kérdés kutatói között, mint Kant és Laplace. Az viszont kétségtelen, hogy Einsteint az árapálysúrlódás kérdése erősen foglalkoztatta. Hasonlóan érdekes megállapítást találunk Harold Jeffreys – a XX. század egyik legkiválóbb geofizikusa – visszaemlékezései-

ben. Ő így ír: „Úgy gondolom, az én hozzájárulásom a tudomány fejlődéséhez G. H. [Sir George Howard] Darwin árapálysúrlódási elméletének általánosítása.” Valószínű, hogy a nagy angol tudósra az utókor nem ezért fog (elsősorban) emlékezni, hiszen jelentős részben az ő szeizmológiai kutatásai alapozták meg mai elképzeléseinket a szilárd Föld belséről.

Az árapálysúrlódás vizsgálata kétségtelenül számos területen fontos. Segítségével vizsgálható például a Föld–Hold-rendszer fejlődése bolygónk 4–4,5 milliárd éves története folyamán (Denis et al., 2002 ; Varga et al., 1997). E sorok írójának tudomása szerint ez az egyetlen jelenség, mely a Földdel kapcsolatos megfigyelések alapján információt szolgáltat – ha csak közelítő jelleggel is – a gravitációs állandó időbeli változásáról (Varga, 2002). Ezirányú vizsgálataink azt sugallják, hogy e fundamentális fizikai állandó értéke állandó kellett hogy legyen az utolsó négy milliárd évben. A luniszoláris hatás következtében fellépő naphosszváltozások hatalmas energiákat keltenek a Földben, jelentős állapotváltozásokat okozva annak dinamikájában.

A Föld energiaháztartásában meghatározó szerepet játszik a forgási energia, illetve ennek időbeli változásai. (1. táblázat)

Égitestünket számos külső, kozmikus hatás éri. Ebben az írásban figyelmen kívül hagyjuk a Napból érkező elektromágneses és részecskeáramlások által keltett, valamint a meteorológiai hatásokon keresztül érvényesülő, a tengelykörüli forgás sebességét befolyásoló viszonylag rövid (néhány évet semmiképpen meg nem haladó) hatásokat.

Tudomásunk van arról, hogy bolygónkat különböző gyakorisággal meteoritbecsapódások érik. Ezek közül néhányat a 2. ábrán ábrázoltunk, és megkíséreljük felhasználásukkal

Energiaik

Forgási energia $\sim 2 \cdot 10^{29}$ J
A földmag forgási energiája $\sim 3 \cdot 10^{24}$ J
A köpeny mágneses tere $\sim 4 \cdot 10^{18}$ J
A földmag mágneses tere $\sim 8 \cdot 10^{22}$ J

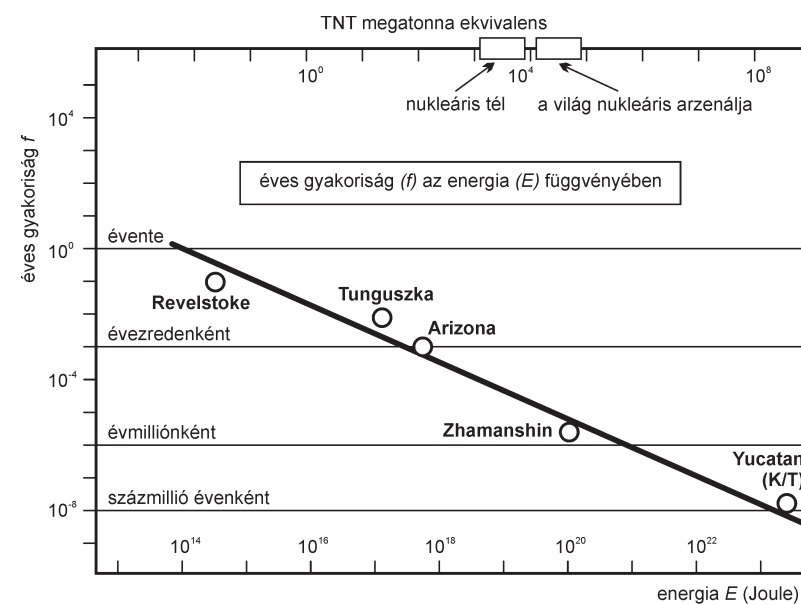
Éves energiameennyiségek

A Naptól kapott energia $\sim 2,1 \cdot 10^{25}$ J/év
Geotermikus energiavesztés $\sim 1,0 \cdot 10^{21}$ J/év
Árapálysúrlódás okozta disszipáció $\sim 1,6 \cdot 10^{19}$ J/év
Tektonikai tevékenység energiája $\sim 1,3 \cdot 10^{19}$ J/év
Földrengések energiája $\sim 1,0 \cdot 10^{18}$ J/év

1. táblázat

az éves gyakoriság becslését. Az ábrán szereplő, Revelstoknál történt becsapódás nem tekinthető ritka eseménynek. A 20. század elején Tunguszkában bekövetkezett, máig rejtélyes meteoritbecsapódásra néhány száz évente kell számítanunk. Az Arizonában keletkezett, 1,2 km átmérőjű Barringer-krátert (kora 49 ezer év) okozó meteorit energiája $\sim 10^{18}$ J volt. A Közép-Ázsiából ismert 0,9 millió évvel ezelőtt létrejött kb. 14 km átmérőjű Zhamanshin-krátert egy 10^{20} J energiával becsapódó meteorit (aszteroida?) vágta a Föld felszínébe, ami 10^5 megatonna TNT-vel ekvivalens, és kb.

ötszöröse a világ teljes nukleáris arzenálja által képviselt energiának. A Yucatan-félsziget közelében a Kréta és a Harmadkor határán 65 millió évvel ezelőtti hatalmas becsapódás – melynek ma elterjedt, de még nem egyértelműen bizonyított vélemény szerint maradandó hatással kellett lennie Földünk élővilágára is – mintegy 170 km átmérőjű krátert eredményezett. Hasonló kozmikus katasztrófát tételeznek fel – mint erről a *Science* egyik korábbi számában (Ellwood et al., 2003) hírt adnak – a középső és a felső Devon határán, mintegy 380 millió évvel ezelőtt.



2. ábra • Meteorbecsapódások gyakorisága

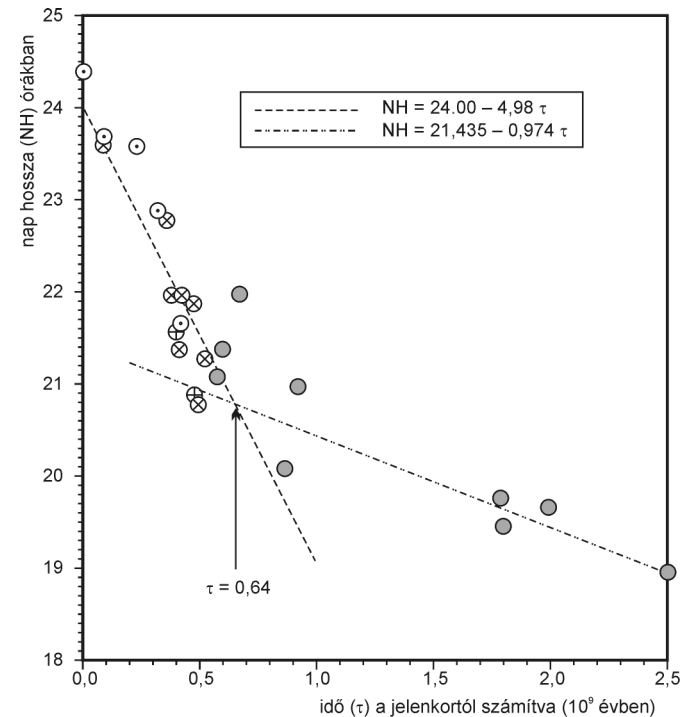
A kétségtelenül hatalmas energiájú becsapódások – mint a későbbiekben látni fogjuk – nem változtatták meg érzékelhető módon a Föld tengelykörüli forgásának történetét. Ezt a történetet különböző forrásokból igyekeztünk rekonstruálni. Csillagászati megfigyelések alapján a forgássebesség csökkenése a XIX. és a XX. század folyamán átlagosan $-5,6 \cdot 10^{-22} \text{ s}^{-2}$ volt (ami azt jelenti, hogy a földi nap hossza évszázadonként 1,72 ms-al hosszabbodott). Az 1980-as évek második felétől rendelkezésünkre álló űrgeodéziai adatokból valamivel nagyobb ($-6,1 \cdot 10^{-22} \text{ ms}^{-2}$) érték adódik (Grafarend et al., 1997), míg a történelmi múltban megfigyelt (elsősorban kínai és kisebb részben mezopotámiai) napfogyatkozások adatai alapján F. Richard Stephenson és Leslie Morrison 1995-ben valamivel kisebb ($-4,5 \cdot 10^{-22} \text{ s}^{-2}$) értéket kaptak.

Több mint húsz tanulmányból összegyűjtöttük a földtörténet utolsó 2,5 milliárd évből származó naphossz adatok meghatározásának értékeit, melyek alapjául őslénytani és üledéktani információk szolgáltak (3. ábra). Az így elkészült adatbázist az MTA FKK Geodéziai és Geofizikai Kutatóintézetében kifejlesztett robusztus becslési eljárással (So-

mogyi – Závoti, 1993) dolgoztuk fel. Vizsgálataink alapján megállapíthatóvá vált, hogy a földtörténet utolsó 500–600 millió évében a nap hosszának változása alig tért el a jelenleg csillagászati és űrgeodéziai módszerek segítségével kapottaktól, míg az ennél régebbi időszakokban (Protorezoikum, Késő Archaikum) a földi nap hosszának változása hozzávetőleg ötször kisebb volt, mint a Fanerozoikumban. Ennek a 3. ábrán jól látható hirtelen változásnak két oka is elképzelhető. Az egyik – kevésbé valószínűnek tűnő – szerint a Föld belsejében olyan tömegátrendeződés ment végbe az Archaikumban és a Proterozoikumban, melynek során a nehezebb elemek bolygónk középpontja felé, míg a könnyebbek a felszín irányában mozogtak, aminek gyorsítania kellett volna bolygónk forgását, és ezáltal csökkenhetett volna az árapálysúrlódás okozta lassító hatás. Egy ilyen jelenség létrejöttéhez – modellszámításaink szerint – nem volt szükség nagyobb tömegátrendeződésre (Denis et al., 2006), de mégis valószínűtlennek tűnik, mivel mai tudásunk szerint a Föld magja, mind tömegét, mind méretét tekintve már a Föld életének első 100 millió évében kialakult, és a köpenyben sem mentek végbe nagyobb

0–100 millió éve (– Kainozoikum)	100–250 millió éve (– Mezozoikum)	250–570 millió éve (– Paleozoikum)
Óceáni árapály momentum M_2 hullám esetében		
$-5,00 \cdot 10^{16} \text{ J}$	$-4,27 \cdot 10^{16} \text{ J}$	$-4,77 \cdot 10^{16} \text{ J}$
A naphossz-változás anomáliája a lineáris trend leválasztása után		
+ 0,024 óra	- 0,433 óra	- 0,124 óra
Az óceáni lemezek átlagos sebessége		
6 cm · év ⁻¹	4 cm · év ⁻¹	6 cm · év ⁻¹
Föld mágneses dipólus momentuma (relatív egységben)		
0,896	0,539	1,041

2. táblázat



3. ábra • A nap hosszának (NH) változása a Fanerozoikumban és a Proterozoikumban. Az x csillagászati úton kapott adat. Az üres körök őslénytani (a ○, ⊗ és ⊕ kagylót, korallt, ill. pörgekarút jelent), a kitöltött körök üledék-földtani, illetve stromatolites adatokat jelölnek.

átrendeződések az azt alkotó kémiai elemek között. A másik elképzelés arra vonatkozólag, hogy mi okozta a naphossznövekedés gyorsulását a Fanerozoikumban, annak feltételezése, hogy a Proterozoikumban a Földön sokkal rövidebb volt a shelf övezetek hossza (valószínűleg csak egyetlen szuperkontinens létezett, vagy a kontinensek összterülete volt kisebb), s ezért a tengerek fékező hatása csak sokkal kisebb hatékonysággal adódhatott át a szilárd Földnek.

Adatbázisunk statisztikus feldolgozásainak eredményei megmutatták, hogy a Mezozoikum körüli időkben (100–250 millió évvel ezelőtt) a tengelykörüli forgássebesség lassulásának minimuma volt (hasonlóan a Fanero-

zoikum előttihez) (Varga, 2006, Varga et al., 2006). Ebben az időben – paleoföldrajzi rekonstrukciók alapján – a mainál rövidebb kontinenspartvonal-hosszak léteztek, és más geodinamikai jelenségek is anomális értéket mutattak. (2. táblázat) A táblázathoz néhány megjegyzést szükséges fűzni:

1.) Az óceáni árapálymomentumot a régi földtani korok árapályterképei alapján határoztuk meg az M_2 félnapos árapályhullám esetében. A jelenkori árapályterképekkel végzett vizsgálataink eredményei azt mutatják, hogy az árapálymomentum értékét szinte kizárólagosan a félnapos árapályhullámok határozzák meg; 83 %-ban az M_2 és 16 %-ban az S_2 . Feltételeztük – bár ez még

nem teljes mértékben bizonyított – hogy az M_2 hullám domináns szerepe az egész Fanerozoikumot jellemezte. A rendelkezésünkre álló őslénytani és üledéktani adatokból adódó naphosszváltozás-anómália negyedrendű Laplace-típusú robusztus becslés segítségével kiegyenlítve statisztikai értelemben szignifikánsnak tekinthető, mind a Fanerozoikum egészére, mind a mezozoikumi minimumra vonatkozóan (Denis et al., 2002).

- 2.) Az óceáni lemezek sebességét (abszolút sebességértékekről van szó) a *hot spot*-okhoz viszonyított mozgások alapján Lev P. Zonenshain és Michael I. Kuzmin határozták meg (1997).
- 3.) A földmágneses dipólikus momentum értékének meghatározása a kőzetekben konzerválódott eredeti mágneses vektor alapján rendkívül nehéz feladat. Ehhez járul még az a tény, hogy a geomágneses tér rövid idő alatt is rendkívül változékony, és az abszolút kor meghatározások hibája mindezekig meghaladta a 10 %-ot. Ezért adatbázisunk összeállításakor – mely az egész Fanerozoikumra összesen 135 adatot foglal magába körülbelül egyenlően elosztva annak három epochája között – igyekeztünk nagyon óvatosan eljárni (Varga et al., 1997): paleomágneses intenzitás adatbázisunkba csak azok az eredmények kerülhettek be, melyek azonos módszer (Thellier eljárása) alapján lettek meghatározva, továbbá csak ismert szerzők szigorúan lektorált folyóiratokban megjelent eredményeit használtuk fel, azok egymás közötti többszörös ütköztetése után. A momentum értékeket a jelenkorra meghatározott értékkel ($6,67 \cdot 10^{12}$ Am²) elosztottuk.

A Föld forgását adatbázisunk segítségével mintegy 2,5–2,8 milliárd évvel ezelőtől tud-

juk nyomon követni. Az árapályrétegződést megőrző legősibb kőzet kora 3,2 milliárd év. Ekkor a nap hossza – a rétegsort leíró geológusok szerint (Eriksson – Simpson, 2000) közelebb volt a 15 órához, mint a 24-hez. Más szóval kevesebb volt 19,5 óránál. Érdekes becsléseket végezni arra vonatkozóan, milyen lehetett bolygónkon a naphossz nem sokkal a Föld–Hold-rendszer keletkezését követően, hozzávetőleg 4,0–4,2 milliárd évvel ezelőtt a Hadean közepe körüli időszakban. (A Hadean a föld történetét szolgáló időskálák többsége szerint bolygónk kialakulásától mintegy 700 millió évig tartott.) Arra, hogy a földi nap hosszát bolygónk keletkezésének időpontjában (azaz 4,56 milliárd évvel ezelőtt) becsüljük, jelenleg nincs közvetlen megalapozott lehetőségünk. Ez részben azért van így, mert a Hold valamivel (hozzávetőleg 100 millió évvel) később keletkezett, pontosabban – mint azt a legtöbb kutató ma feltételezi – szakadt ki a Földből egy Marshoz hasonló méretű égitest becsapódását követően. Jelenlegi bizonytalanságunk másik oka, hogy nem vagyunk tisztában a Hold keletkezésének módjával, és azzal, hogy esetleges kiszakadása bolygónk testéből, hogyan hatott a Föld forgási energiájára.

A földi nap 4,0–4,2 milliárd évvel ezelőtti hosszának első, durva becslése a 3. ábrán bemutatott adatokból adódik. Ha feltételezzük, hogy a nap hossza 2,5 és 4,2 milliárd évvel ezelőtti időintervallumon belül nem változott, akkor ez az érték 19,5 óra volt. Ugyanilyen értéket kapunk, ha a teljes adatbázist, azaz a jelenkortól egészen 2,5–2,8 milliárd évig visszamenve egységesen dolgozzuk fel. Ekkor a robusztus becsléshez egy exponenciális modellt kell használnunk, mely szintén a már említett 19,5 órás naphosszat szolgáltatja 4,0–4,2 milliárd évvel ezelőtőlre. A

másik becslés a 3. ábra 0,5–2,5 milliárd évvel ezelőtti korból származó részének lineáris extrapolációja alapján 17,5 óra. Ez a gondolatmenet feltételezi, hogy bolygónk felszínén az óceánok nagyjából hasonlóak voltak a vizsgált időszakban, azaz a napjainktól számított 2,5–2,8 és 4,0–4,2 milliárd év közötti időszakon belül.

Fenti, a 4,0–4,2 milliárd évvel ezelőtti időszakra 17,5 és 19,5 óra közötti naphosszat valószínűsítő, nem túlságosan bonyolult extrapolációnk – annak ellenére, hogy jó meg egyezést mutat Eriksson és Simpson 2000-ben közölt megfigyelésével – további alátámasztásra szorul. Ezt erősítheti az árapály karakterisztikus idejének vizsgálata (Varga, 2006). Ennek érdekében a Föld–Hold-rendszert egy erősen csillapított oszcillátornak tekintjük. Az ilyen oszcillátorok viselkedését leíró differenciálegyenlet megoldásába a Föld–Hold-rendszerre vonatkozó paramétereket beírva a következő egyenlethez jutunk:

$$T_o = \frac{2\pi M c^6}{3k_s G M_m^2 \tau} \frac{I}{R^3 \beta}$$

Ebben az egyenletben T_o a földi nap hossza nem sokkal a Föld–Hold rendszer kialakulását követően. T_o valószínűleg nem a 4,5–4,6 milliárd év előtti naphosszra jellemző érték, hiszen az általunk erősen csillapított oszcillátorként modellezett Föld–Hold-rendszer – mely mintegy 100 millió évvel fiatalabb, mint a Föld – keletkezése után el kellett telnie egy bizonyos, ha nem is túlságosan hosszú időnek, míg a rendszer mai értelmezésünk szerint kialakult, stabilizálódott.

A képletben M és M_m a Föld és a Hold tömege, k_s az ún. szekuláris Love-szám, mely az alacsony viszkozitású, cseppfolyós állapothoz közel álló testek deformációjának leírásához szükséges, R a Föld átlagos sugara, G

a gravitációs állandó, c a holdpálya sugara és τ a Föld–Hold-rendszer karakterisztikus ideje. Korábbi vizsgálatainkból tudjuk, hogy c az utolsó hárommilliárd év során mindössze 5–10 %-kal nőtt (Varga, 2006). Tudjuk azt is, hogy a Föld–Hold-rendszer karakterisztikus ideje sokkal nagyobb kell hogy legyen a Föld koránál. Számításaink során $\tau = 7,5$ és $\tau = 10,0$ milliárd értékeket használtunk. A legnagyobb probléma β értékének becslése. Ezt a jelenlegi világóceán árapályterképének feldolgozása alapján -5° -nak találtuk. Ez az érték egészében véve valószínűleg az egész Fanerozoikumban is megmaradt, míg – számításaink szerint – a Proterozoikumban, ideértve az Archaikum felső részét is -1° és $-1,5^\circ$ között kellett lennie. A hárommilliárd évnél régebbi időkben feltehetően nem létezett (létezhetett) a mai értelemben vett globális kontinens-óceán rendszer (a kontinensek összterülete a későbbi földtörténeti korokhoz viszonyítva sokkal kisebb volt, ami a shelf zónák rövidülésével kellett együttjárjon), és így ez esetben $\beta = -0,5^\circ$ körüli értékkel kell számolnunk. Számításainkban három Föld–Hold-távolság szerepelt. Az első a jelenkorra, míg a következő kettő 3,0 illetve 4–4,5 milliárd évvel ezelőtti időpontok esetére becsült érték. Utóbbi esetben, 10, illetve 7,5 milliárd éves τ értéket feltételezve, a Föld keletkezéséhez viszonylag közeli időpontra a nap hosszának értékére (T_o) 15,15 és 20,22 óra értékek adódnak, melyek nem térnek el szignifikánsan az extrapoláció útján kapottaktól.

Mint említettük, a Föld belsejében tárolt forgási energia hatalmas. Jelenkori értékét tekintve körülbelül annyi, mint a Naptól $4 \cdot 10^4$ év alatt kapott teljes hőenergia, mint $4 \cdot 10^{12}$ darab $M=8$ méretű földrengés energiája (ilyenből évente átlagosan egy fordul elő az egész Földön) illetve megfelel 10^{12} darab olyan me-

teorit energiájának, mely az arizonai Barringer-kráter létrehozta. Fent ismertetett eredményeinkből következnek: a Faneorozoiikum előtti időben (mintegy négy milliárd év alatt) a forgási energia csökkenése ($T_0 = 17,5$ óra és $T_0 = 19,5$ óra értékeket feltételezve a vizsgált időintervallum elején, illetve végén) évente $2,2 \cdot 10^{19}$ J/év, illetve $3,5 \cdot 10^{18}$ J/év volt, azaz a Földnek – élete ezen igen hosszú szakaszában – eredeti forgási energiájának mintegy harmadát kellett elvesztenie. A Faneorozoiikum durván félmilliárd éve alatt az éves energiavesztés $1,5 \cdot 10^{20}$ J/év-re nőtt, és a forgási energia szintén kb. harmada veszett el, azaz a forgási energia csökkenése számottevően felgyorsult.

Ennek a forgási energiavesztésnek valamilyen nyoma kellett, hogy maradjon bolygónk életében. Az árapályenergia a Földet nem melegíthette fel a jupiter-, illetve a szaturnusz-holdakhoz hasonlóan (Io, Európa ill. Enceladus), mert ehhez a mi Holdunk túl kicsi. (Becslésünk szerint a Hold keltette árapály-súrlódás Földünket 1 Kelvin fokkal tudta csak felmelegíteni 1 milliárd év alatt – tehát a hatás teljesen elhanyagolható). Lehetséges, hogy az energiavesztés, mely a Föld jelentős alakváltozásával is járt, hiszen bolygónk geometriai lapultsága ~70 %-kal csökkent az utolsó 2,5 milliárd év során, valamilyen módon mecha-

nikus energia formájában szabadult fel, számottevő szerepet játszva a tektonikus folyamatok alakulásában és ezen belül bolygónk szeizmikus energia háztartásában.

A fent leírtak alapján két kutatási feladatot tűztünk magunk elé:

- Becsléseket kell végeznünk a még Hold nélküli Föld eredeti forgássebességére vonatkozóan. Erre módot adhat a Föld-típusú, de holddal nem rendelkező bolygók (Merkúr, Vénusz) és esetleg egyes kisbolygók forgássebesség változásainak vizsgálata a Nap árapály hatása következtében. Az így kapott és az általunk különböző módokon becsült T_0 értékek egybevetése talán segítséget adhat annak megértéséhez, mi történt bolygónkkal a Hold keletkezésekor.
- A Föld forgási energia-vesztése és a Föld globális tektonikai folyamatai és földrengés tevékenysége közti – általunk feltételezett – kapcsolat vizsgálata. Lehetségességének tisztázása vagy elvetése.

Jelen dolgozat írásakor szerző az OTKA T 038123 és K 60394 kutatási témák keretében elért eredményeire támaszkodott.

Kulcsszavak: *földforgás, árapály-súrlódás, nap-hosszváltozás, Föld–Hold-rendszer*

IRODALOM

- Denis, Carlo – Schreider, A. A. – Varga P. – Závoti J. (2002): Despinning of the Earth Rotation in the Geological Past and Geomagnetic Paleointensities. *Journal of Geodynamics*. 34, 5, 97–115.
- Denis, C. – Rybicki, K. R. – Varga P. (2006): Secular Change of LOD Associated with a Growth of the Inner Core. *Astronomisches Nachr.* 327, 4, 309–13.
- Ellwood, B. B. – Benoist, S. L. – El Hassani, A. – Wheeler, C. – Crick, R. E. (2003): Impact Ejecta Layer from the Mid-Devonian: Possible Connection to Global Mass Extinctions. *Science*. 13 June. 300, 5626, 1734–1737.

- Eriksson, Kenneth A. – Simpson, Edward L. (2000): Quantifying the oldest Tidal Record: The 3.2 Ga Moodies Group, Barberton Greenstone Belt, South Africa. *Geology*. 28, 9, 831–834.
- Grafarend, Erik – Engels, J. – Varga P. (1997): The Deformation Potential Generated by Tidal and Load Potentials. *Journal of Geodesy*. 72, 11–30.
- Somogyi József – Závoti József (1993): Robust Estimation with Inactively Reweighted Least-Squares Method. *Acta Geodaetica, Geophysica et Montanistica*, 28, 2–4, 413–420.
- Stephenson, F. Richard – Morrison, Leslie V. (1995): Long-term Fluctuations in the Earth's Rotation: 700

- BC–AD 1990. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series A*. 351, 165–202.
- Varga Péter – Denis, C. – Varga T. (1997): Tidal Friction and Its Consequences in Paleogeodesy, in the Gravity Field Variations and in Tectonics. *Journal of Geodynamics*. 251, 61–84.
- Varga Péter (2002): Geophysical Geodesy Beyond 2000. In: Grafarend, Erik – Krumm, F. W. – Schwartz, V. S. (eds.): *The Challenge of Geodesy in the Third Millennium*. Springer Verlag, 463–470.

- Varga Péter (2006): Temporal Variation of Geodynamical Properties Due to Tidal Friction. *Journal of Geodynamics*. 41, 140–146.
- Varga Péter – Rybicki, K. R. – Denis, C. (2006): Comments on Fast Tidal Cycling and the Origin of the Life. *Icarus*. 180, 277–280.
- Zonenshain, Lev P. – Kuzmin, Michael I. (1997): *Paleogeodynamics. The Plate Tectonic Evolution of the Earth*. **American Geophysical Union**

