

Felszíni és felszín alatti vizek árapálya

Mentes Gyula

ELKH Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Geodéziai és Geofizikai Intézet, 9400 Sopron, Csatkai E. u. 6-8. (E-mail: Mentés.Gyula@csfk.mta.hu)

Kivonat

A cikk röviden ismerteti a földi árapály elméletét, a szilárd Föld árapályát, amely a legnagyobb hatással van a felszín alatti vizek árapályára. A kutakban mért árapály ismerete és pontos kiértékelése egy viszonylag olcsó módszert adhat a hidrológusoknak és a hidrogeológusoknak kutatási eredményeik pontosításához és ellenőrzéséhez, amelyre a cikk egy példát is bemutat. A felszíni vizek árapályának kapcsán a cikk összefoglalja az óceánok és tengerek igen bonyolult árapályát, végül pedig röviden foglalkozik a tavak árapályával, valamint a tólagos jelenségével. A téma iránt érdeklődőknek a cikkben megadott irodalmi hivatkozások jó alapot szolgáltatnak az árapályjelenség részletesebb megismeréséhez.

Kulcsszavak

Földi árapály, tengeri árapály, kutak árapálya, tavak árapálya, árapály-mérőműszerek.

Tides of surface waters and groundwater

Abstract

The article briefly presents the theory of Earth's tides, the solid Earth's tides that have the greatest impact on groundwater tides. The knowledge and exact evaluation of tides measured in wells can give a relatively inexpensive method for hydrologists and hydrogeologists to improve and check the results of their investigations, for which the article gives an example. Concerning the tides of surface waters, the paper summarises the very complex tides of the oceans and seas, and finally, it briefly deals with the tides and seiche phenomena of lakes. For those who are interested in the subject, the references in the article provide a good basis for a more detailed understanding of the tidal phenomenon.

Keywords

Earth tides, sea tides, wells tides, lakes tides, instruments for tidal observation.

BEVEZETÉS

Az óceánok partján évmilliók óta szakadatlanul változik a vízszint, amelynek oka hosszú ideig ismeretlen volt. A jelenséget árapálynak nevezzük. Annak ellenére, hogy a Földközi-tengeren és a Perzsa-öbölben ez a jelenség viszonylag gyengén jelentkezik, a Hold, a Nap és a Föld egymáshoz képesti mozgásainak megfigyeléséből a görögök, a rómaiak és a babiloniak azt a következtetést vonták le, hogy a kozmikus és földi történések között kapcsolat van. Az indiai és kínai partoknál sokkal intenzívebben jelentkező árapályjelenségről csak nagyon kevés feljegyzés maradt ránk. A görögök és a rómaiak gyakorlati tapasztalatokra tettek szert, amikor elhagyva a hazai tengerpartokat kimerészkedtek az Atlanti óceánra, az Északi- és a Fekete-tengerre, valamint az Arab-tengeren, a Vörös-tengeren és a Perzsa-öbölben hajóztak. A középkorban a hajózás számára egyre jelentősebb lett az árapály előrejelzése. Hajóskapitányok és tudósok kezdtek foglalkozni azzal, hogy rájöjjenek az árapály „mechanizmusára”. Többek között neves tudósok, mint Kepler, Newton, Bernoulli, Euler és Laplace is foglalkoztak a probléma megoldásával, azonban nekik sem sikerült egy átfogó elméletet kidolgozniuk, ugyanis a tengeri árapály az egyik legösszetettebb és legbonyolultabb geofizikai probléma. 1683-ban *Flamsteed* a Greenwichi Csillagvizsgáló első csillagásza készített egy árapálytáblázatot a London Bridge kikötőre, amelyben a dagály bekövetkezésének idejét percnyi pontossággal adta meg. A rákövetkező évben ezt egy táblázattal egészítették ki, amelyben már az Északi-tenger, a Csatorna, és az Ír-

tenger 45 kikötőjére adták meg az időeltolásokat. Ezt követően már egymás után jelentek meg az árapálytáblázatok (*Sager 1990*). Az árapály történetét az ókortól 1950-ig *Ekman (1993)* részletesen ismerteti.

A Newton-féle gravitációs törvény alkalmazása Földünk nehézségi erőterére, arra a felismerésre vezetett, hogy a nehézségi erő nagysága és iránya nem konstans és nem csak a Föld tömegének, hanem az égitestek, különösen a Nap és a Hold helyzetének függvénye. Ennek kísérleti igazolásával először *Gruithuisen* próbálkozott meg Münchenben. A matematikai számításokat mellőzve egy 10 láb hosszúságú függőön alá skálát helyezett, amelyet távcsővel figyelt meg. Mérhető elmozdulást azonban nem észlelt, mivel a maximális kitérés ilyen hosszúságú vertikális ingánál 1 mikron alatt van. Kísérlete tudománytörténeti szempontból mégis érdekes volt, mivel *Lorenz Hengler* nevű tanítványára nagy hatást gyakorolt, aki 1830-31-ben kidolgozta a horizontális inga elvét. *Hengler* a megfigyelési hely alkalmatlansága miatt konkrét eredményeket nem kapott, csupán arra a következtetésre jutott, hogy ingájának mozgása a Nap és Hold vonzásának következménye. *Perrot* francia tudós *Henglerrel* csaknem egyidőben szintén felfedezte a horizontális ingát, melynek felépítése *Hengler*éhez hasonló, de jóval kisebb méretű (a felfüggesztő-szálak hossza csupán 20 cm) volt. *Hengler* és *Perrot* munkásságától függetlenül *Zöllner* lipcsei csillagász találta fel 1872 körül harmadikként a horizontális ingát, amelynek felfüggesztési módszere már annyira tökéletesre sikerült, hogy a jelenleg használatos horizontális in-

gák többségében a Zöllner-féle felfüggesztést alkalmazták. Ennek ellenére azonban még ő sem jelentetett meg részletes megfigyelési eredményeket. A sikertelenséget a felfüggesztőszálak el nem hanyagolható torziójának tulajdonították, ezért csúcscsapágyazott horizontális ingák építésével kezdtek foglalkozni. Az első földi árapály regisztrátumot csak *von Rebeur-Paschwitz* csúcscsapágyazott ingájával sikerült megkapni 1890-ben (*Mentes 1985*). Ezt követően az árapálya kapcsolatos elméleti és kísérleti kutatások rohamos fejlődésnek indultak. Egyre pontosabb árapálykatalógusok készültek (ld. *1. táblázat*) és egyre pontosabb műszereket: dőlésmérőket (ingákat), extenzométereket (strainmétereket) és gravimétereket készítettek. Számos árapálymegfigyelő obszervatóriumot létesítettek. Ezeket a stabil hőmérséklet biztosítása, valamint az antropogén hatások kiküszöbölése céljából mélyen a földfelszín alatt, lehetőleg az alapkőzetbe telepítették.

Ez a cikk csak röviden ismerteti a Föld árapályjelenségét, a szilárd Föld árapályát, amely a legnagyobb hatással rendelkezik a felszín alatti vizek árapályára, amelyet kicsit részletesebben ismertet és *Rotár-Szalkai és társai (2006)* alapján egy példát is bemutat zárt víztükrű vízáadó rétegben mért árapályra. A földalatti vízáadó rétegek árapályának vizsgálata egy újabb lehetőség a hidrogeológiai folyamatok, sajátosságok tanulmányozására. A felszíni vizek árapályának kapcsán a cikk foglalkozik a tengerek igen bonyolult árapályának bemutatásával, végül pedig kitér a tavak árapályának mérési problémáira és a tölengés jelenségére.

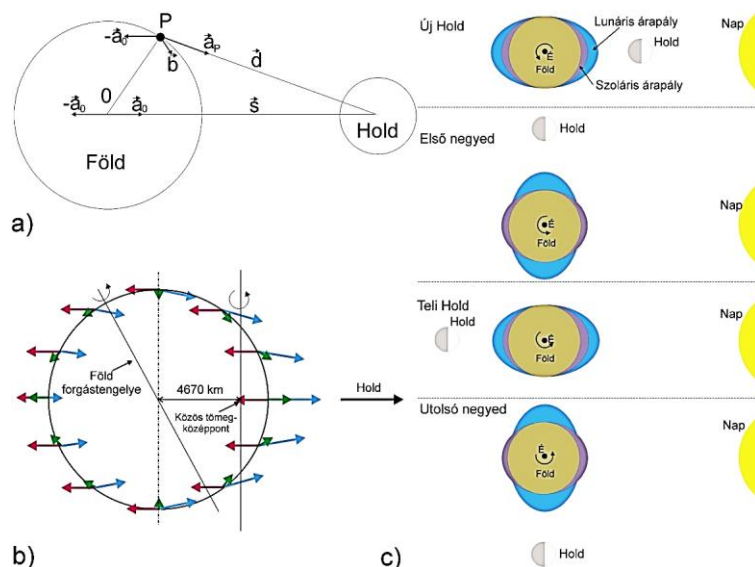
A FÖLD ÁRAPÁLYJELENSÉGE

A Föld árapálya a külső égitestek vonzóerejének következménye. A legnagyobb hatása a Holdnak és a Napnak van. A Föld minden pontjára hat a külső égitest (Hold, Nap, bolygók) vonzóereje és a centrifugális erő, amely a Föld és a Hold (Nap) közös tömegközéppontja (*1b. ábra*) körüli

keringésből adódik (kéttest-rendszer). A Föld tömegközéppontjában a két erő azonos, míg a középponton kívül a centrifugális erő állandó, addig a tömegvonzási erő a külső égitesttől való távolság négyzetével fordítva arányos és mindig a vonzó égitest irányába mutat (*Völgyesi 2002*). A keringésből és a tömegvonzásból származó gyorsulások eredője az árapálygyorsulás vektor (*1a. ábra*):

$$\vec{b} = \vec{a}_p - \vec{a}_0 = \frac{GM_b}{d^2} \cdot \frac{\vec{d}}{d} - \frac{GM_b}{s^2} \cdot \frac{\vec{s}}{s}, \quad (1)$$

ahol M_b a vonzó égitest tömege, $G = 6,6672 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3$, \vec{a}_p a vonzó égitest által generált gravitációs gyorsulás, \vec{a}_0 a Föld és a vonzó égitest (Hold, Nap, bolygók) közös tömegközéppontja körüli keringésből származó centrifugális gyorsulás, \vec{b} az árapálygyorsulás, \vec{d} a topocentrikus távolságvektor, \vec{s} a geocentrikus távolságvektor. Az *1b. ábra* szemlélteti Hold esetében a centrifugális (piros nyíl) és az árapálygyorsulásból (kék nyíl) származó erőket és azok eredőjét (zöld nyíl), amelyek a Földet deformálják. Az *1c. ábra* a Földnek a Nap és a Hold által okozott deformációját mutatja a Holdnak a Naphoz és a Földhöz viszonyított négy jellegzetes helyzetében. A Föld egynapos körülfordulása alatt ezért látunk a Hold helyzetétől függően 6 óránként magas dagályt és apályt vagy magas és alacsony dagályt. Az ábra a három égitestet egy síkban ábrázolja. A valóságban a Föld egyenlítőjének síkja 23,5 fokot zár be az ekliptika síkjával (a Földnek a Nap körüli keringési síkja) és a Hold keringési síkja pedig 5,145 fokot az egyenlítő síkjával, vagyis 28,645 fokot az ekliptika síkjával. A keringési pályák a valóságban ellipszis alakúak, a holdpálya keringési síkjának precessziója (körülfordulási ideje) 18,6 év. Ezekre a hatásokra, továbbá a többi bolygó vonzó hatására nem térünk ki.



1. ábra. Égitest vonzó hatása a Földre (a), árapály-deformálóerők (b), a nap és a hold együttes hatása (c)
(Megjegyzés: (a) \vec{a}_p a vonzó égitest által generált gravitációs gyorsulás, \vec{a}_0 a Föld és a vonzó égitest (Hold, Nap stb.) közös tömegközéppontja körüli keringésből származó centrifugális gyorsulás, \vec{b} az árapálygyorsulás, \vec{d} a topocentrikus távolságvektor, \vec{s} a geocentrikus távolságvektor, (b) árapályvonzóerő (kék vektor), centrifugális erő (piros vektor), a vonzóerő és a centrifugális erő eredője a deformáló erő (zöld vektor).)

Figure 1. Attractive effect of celestial body on Earth (a), tidal deformation forces (b), the combined effect of the sun and the moon (c)
(Note: (a) \vec{a}_p is the gravitational acceleration generated by the attractive celestial body, \vec{a}_0 is the centrifugal acceleration resulting from the rotation about the center of gravity of the Earth and the attractive celestial body (Moon, Sun, etc.), \vec{b} the tidal acceleration, \vec{d} the topocentric distance vector, \vec{s} the geocentric distance vector, (b) the tidal attractive force (blue vector), the centrifugal force (red vector), the deforming force (green vector) resulting from the attraction force and the centrifugal force.)

Az árapályerők létrejöttében szerepet játszó hatások konzervatív erők, ezért a jelenség tárgyalása során az erőhatásokat potenciálfüggvényeik segítségével vizsgálhatjuk. A \vec{b} árapálygyorsulás vektor definíció szerint a V árapálypotenciál gradiense:

$$\vec{b} = \overrightarrow{\text{grad}V} = \frac{\partial V}{\partial \vec{r}}, \quad (2)$$

ahol r a Föld egy P pontjába mutató sugár.

$$V = GM_b \left(\frac{1}{d} - \frac{1}{s} - \frac{r \cdot \cos\psi}{s^2} \right), \quad (3)$$

ahol ψ a vonzó égitest geocentrikus zenitszöge. M_b a vonzó égitest (Nap, Hold, bolygók) tömege. A potenciál skaláris mennyiség, így az egyes vonzó égitestek által a Föld egy P pontjában létrehozott potenciálok algebrai módon összegezhettek. A (3) egyenlet Legendre polinomok, $P_l(\cos\psi)$ szerint sorba fejthető:

$$V = \frac{GM_b}{s} \cdot \sum_{l=2}^{\infty} \left(\frac{r}{s} \right)^l P_l(\cos\psi). \quad (4)$$

Mivel r/s kb. $1,6 \cdot 10^{-2}$ a Hold és $4 \cdot 10^{-5}$ a Nap esetében, a sorbafejtés gyorsan konvergál. A V_2 másodfokú polinomiális tag lesz a potenciál domináns része, mely a

Hold esetében a teljes potenciálérték mintegy 98 %-át jelent, míg a Nap esetében a magasabb fokú tagok teljesen elhanyagolhatóak. A legpontosabb árapálypotenciál katalógusban a Hold esetében $l_{\max}=6$, míg a Nap esetében $l_{\max}=3$ és a bolygók esetében $l_{\max}=2$ (Hartman és Wenzel 1995a, b). A Föld árapályjelenségét részletesen ismertetik Melchior (1978), Wilhelm és társai (1997), Agnew (2007). Fontosabb árapályhullámok jelölése, periódusideje, valamint az általuk okozott vertikális deformáció amplitúdója a φ földrajzi szélesség függvényében a 2. táblázatban található.

1. táblázat. Árapálypotenciál katalógusok rövid leírása (Wenzel 1997)

Table 1. Short description of tidal potential catalogues (Wenzel 1997)

Katalógus	Hullámok száma	Együtthatók száma	Max. fok
Doodson (1921)	378	378	3
Cartwright és Taylor (1971) Cartwright és Edden (1973)	505	1010	3
Büllesfeld (1985)	656	656	4
Tamura (1987)	1200	1326	4
Xi (1989)	2934	2934	4
Tamura (1993)	2060	3046	4
Roosbeek (1996)	6499	7202	5
Hartmann és Wenzel (1995a, b)	12935	19271	6

Megjegyzés: φ a földrajzi szélesség. Note: φ is the geographical latitude.

2. táblázat. Jelentősebb árapálykomponensek

Table 2. Some principal tidal constituents

Jelölés	Név	Periódusidő [óra]	Egyensúlyi árapály- amplitúdó [cm]
Félnapos			
M_2	Fő lunáris tag	12,4206	$24,3 \cos^2\varphi$
S_2	Fő szoláris tag	12,0000	$11,3 \cos^2\varphi$
N_2	Lunáris elliptikus tag	12,6584	$4,7 \cos^2\varphi$
K_2	Luni-szoláris deklinációs tag	11,9673	$3,1 \cos^2\varphi$
Egynapos			
O_1	Fő lunáris tag	25,8194	$10,1 \sin^2\varphi$
K_1	Luni-szoláris deklinációs tag	23,9344	$14,2 \sin^2\varphi$
P_1	Fő szoláris tag	24,0659	$4,7 \sin^2\varphi$
Hosszúperiódusú			
M_f	Lunáris kéthetes tag	13,66 nap	$2,1 (1-3 \sin^2\varphi)$
M_n	Lunáris hónapos tag	27,55 nap	$1,1 (1-3 \sin^2\varphi)$
S_{sa}	Szoláris fél éves	182,62 nap	$1,0 (1-3 \sin^2\varphi)$

A SZILÁRD FÖLD ÁRAPÁLYA

Az árapálykeltő erők hatására a valódi Föld deformációt szenved, mely jó közelítéssel rugalmas alakváltozásnak tekinthető. Azt, hogy az árapályfrekvenciákon a Föld tényleges deformációs válasza mennyire közelíti az ideális rugalmas alakváltozásokat, a Föld anyagának rugalmas és reológiai tulajdonságai határozzák meg. Ezen válaszok leírásához bizonyos állandókat vezettek be, melyek mintegy

$$u_\theta = \frac{l(r)}{g} \cdot \frac{\partial V_2(r, \theta, \lambda)}{\partial \theta} \quad \text{és} \quad u_\lambda = \frac{l(r)}{g \sin \theta} \cdot \frac{\partial V_2(r, \theta, \lambda)}{\partial \lambda} \quad (5)$$

jellemzésére az $l(r)$ (θ a kiegészítő földrajzi szélesség, λ a földrajzi hosszúság, g a nehézségi gyorsulás, r a Föld kö-

„arányítják” az alakváltozásokat az árapály potenciálfüggvényekhez. A jelenségek leírásában alkalmazott állandók:

- a Föld deformációjából adódó potenciálváltozás $\Delta V = (k(r) \cdot V_2)$ jellemzésére a $k(r)$
- a szilárd Föld pontjainak radiális elmozdulása $u_r = (h(r) \cdot V_2/g)$ jellemzésére a $h(r)$
- a felszíni vízszintes síkban létrejövő horizontális elmozdulások.

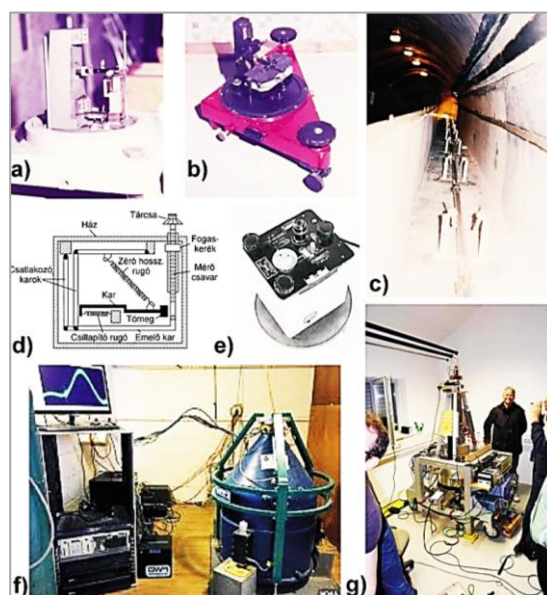
zépontjától való távolság). A $k(r)$, $h(r)$, és $l(r)$ sugártól függő együtthatók a Love-számok, az $l(r)$ -t Shida-szám-

nak is nevezik. A Love-számok felszínre ($r=r_0$) vonatkozó értékeit k , h és l számként jelölik. A Föld felszínén megfigyelhető bármely árapályváltozásból származó paraméter felírható a Love-számok kombinációja segítségével (Melchior 1978).

A szilárd Föld árapályának mérése és az adatok feldolgozása

A szilárd Föld árapálydeformációja során a Föld felszínének tetszőleges két pontja egymáshoz képest vízszintes és függőleges értelemben is elmozdul. Ezt az elmozdulást horizontális és vertikális extenzométerekkel mérik (pl.: Agnew 1986). Az árapályerők hatására megváltozik a nehézségi gyorsulás értéke is, amit graviméterekkel mérnek. Kezdetben erre a célra rugós gravimétereket használtak. A mérés azon az elven alapszik, hogy egy rugóval felfüggesztett tömeg a g nehézségi gyorsulás megváltozásának hatására elmozdul. A műszer megfelelő kalibrálása után az elmozdulásból a g változásának mértéke meghatározható (regisztráló vagy relatív graviméterek). A rugós felfüggesztésre különböző módszereket fejlesztettek ki, mint pl. a 2d. ábrán látható LaCoste & Romberg graviméter esetében (LaCoste 1934). Újabban a rugós felfüggesztés helyett mágneses felfüggesztést alkalmaznak, amelynek során a tömeg egy szupravezető mágnes terében lebeg (Goodkind 1999). A legújabb atomi vagy kvantum graviméterekben közel nulla Kelvin fokra lehűtött atomokat ejtenek és az esés idejéből határozzák meg a nehézségi gyorsulást (pl.: de Angelis és társai 2009). A szupravezető és atomi graviméterek érzékenysége három nagyságrenddel haladja meg a rugós graviméterekét. Az árapályerők hatására megváltozik a helyi függőleges iránya is, amelynek mérésére horizontális ingákat (Mentes 1985) vagy hidrosztatikai dőlésmérőket alkalmaznak (pl.: Ruotsalainen 2018). A 2. ábra néhány árapályregisztráló műszer képét mutatja. Hazánkban a Mátyáshegyi Geodinamikai és Gravitációs Observatóriumban graviméterrel és extenzométerekkel (pl.: Eper-Pápai és társai 2014), a Sopronbátfalvi Geodinamikai Observatóriumban 1990-ig horizontális ingával (2a és b. ábra), 1991-től extenzométerrel mérik a szilárd Föld árapályát (Mentes 1981, 2010, 2019), valamint mikrobarográfal az atmoszféra árapályát (Mentes és Eper-Pápai 2009). A mérési adatok feldolgozására a legelterjedtebb az ETERNA 3.4 árapály feldolgozó programcsomag (Wenzel 1996), amellyel lehetőség van elméleti árapály (nehézségi gyorsulás, függővonal változás, vízszintes és függőleges deformáció (strain) komponensek, valamint térfogati deformáció (strain)) kiszá-

mítására, továbbá a mért adatok kiértékelésére különböző földmodellek esetében a Föld tetszőleges pontjára.

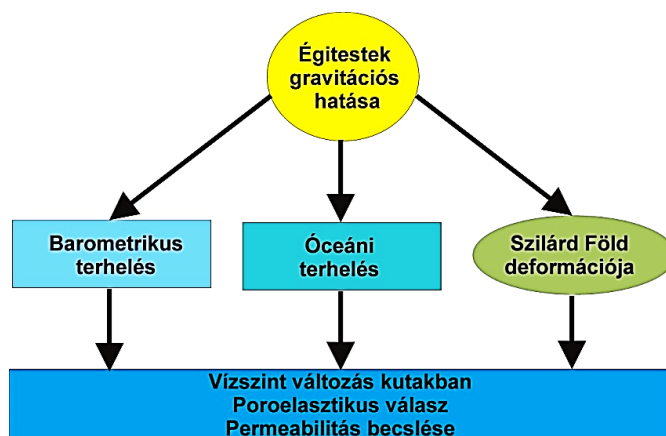


2. ábra. Néhány, a szilárd Föld árapályának mérésére szolgáló műszer: Thomaschek-Ellenberger fotoregisztáló inga (a), egykori MTA GGKI-ban kifejlesztett kapacitív horizontális inga (b), a Sopronbátfalvi Geodinamikai Observatóriumban működő kvarccsöves extenzométer (c), LaCoste & Romberg rugós graviméter felépítése (d) és képe (e), szupravezető graviméter (f) és kvantum (atom) graviméter (g)

Figure 2. Some instruments for measuring the tides of the solid Earth: Thomaschek-Ellenberger photorecording pendulum (a), capacitive horizontal pendulum developed in the former MTA GGRI (b), quartz tube extensometer in the Sopronbátfalva Geodynamic Observatory (c), the construction of LaCoste & Romberg spring gravimeter (d) and its image (e), superconducting gravimeter (f) and quantum (atomic) gravimeter (g)

FELSZÍN ALATTI VIZEK ÁRAPÁLYA

A Föld árapályerők hatására kialakuló, rugalmas deformációi közé tartozik a periodikus térfogati tágulás és összenyomódás. Ez a jelenség befolyásolja a felszín alatti vizek mozgásait, amit a vízkutak periodikus vízszintváltozásaként észlelhetünk. A szilárd Föld árapályája és a nagy területi kiterjedéssel rendelkező légnyomásváltozások, valamint az óceáni víztömegek mozgásából származó, a kontinensek belsejében is érzékelhető óceáni terhelés a felszín alatti vízáradó szerkezetében térfogati deformációt idéznek elő (3. ábra).



3. ábra. A talaj vízszintváltozását okozó globális hatások
Figure 3. Global effects causing ground water level fluctuations

Az árapályerők térfogati deformációja egyszerűsített formában a következőképpen írható (Melchior 1978):

$$\Theta_a = \varepsilon_{rr}^a + \varepsilon_{\theta\theta}^a + \varepsilon_{\lambda\lambda}^a, \quad (6)$$

ahol Θ_a térfogati árapálydeformáció, ε_{ij}^a az E^a árapály deformációs tenzor elemei, r, θ, λ gömbi koordináták. Mivel a deformációból származó elmozdulások az árapálypotenciál függvényeiként írhatók fel, a térfogati deformáció is az árapálypotenciál harmonikus függvényeként állítható elő, melyben a térfogati-deformációváltozás kapcsolatát a gerjesztő potenciállal a Love-számok egy kombinációja fejezi ki. A Föld felszínén, a szabad felszín határfeltételeinek eleget tevő deformációs összefüggés (Bredhoeft 1967):

$$\Theta_a = \left(\frac{1-2\nu}{1-\nu} \right) (\varepsilon_{\theta\theta} + \varepsilon_{\lambda\lambda}), \quad (7)$$

mely alapján a térfogati deformáció másodfokú tagja:

$$\Theta_{a2} = \left(\frac{1-2\nu}{1-\nu} \right) \left[(2h-6l) \frac{V_2}{Rg} \right], \quad (8)$$

ahol ν a Poisson-szám, R a Föld sugara, h és l Love-számok. Mivel a zárt víztükrű vízadók térfogati strainmétereknek is felfoghatók, a bennük fellépő nyomásváltozások a földi árapály tanulmányozására is felhasználhatók (pl.: Bodvarsson 1970, Varga 1976).

Felszín alatti zárt víztükrű vízadók árapály deformációja

Hidrológiai szempontból az ideális vízadót úgy lehet elképzelni, mint egy kiterjedt porózus közeget, melyet összenyomható folyadék (Mádlné-Szönyi és társai 2013) tölt ki, alul és felül vízzáró réteggel határolva. Általában a vízadó széle, kibúvása elegendően nagy távolságra van, így zárt rendszernek tekinthető. A kútban megfigyelt vízszint változását a porusokat kitöltő folyadék nyomásváltozása okozza a porózus közeg deformációjának hatására. A deformációk szempontjából általános feltételezés, hogy egy folyadékkal kitöltött vízadó közeg porózus, rugalmas közegeként viselkedik. A vízadó tetszőleges feszültségterhelésre adott válaszában leírásához a vízadóra jellemző következő paramétereket alkalmazzák: konduktivitás, Poisson-szám, Skempton hányados (a közeget érő átlagos feszültség és a porusnyomás arányát kifejező szám) és a nyírási modulus. Az ideális vízadó modelljében teljesen zárt körülmények valósulnak meg, melyek között folyadékáramlás nincs. Ennek választát statikus, zárt deformációs érzékenységnek nevezzük, mely maximális vízszint amplitúdót és minimális fázistolást jelent a deformációt okozó hatáshoz képest. Természetes körülmények között a statikus deformációs érzékenység csak korlátozott frekvencia-tartományra vonatkozik, és az érzékenységet nagyrészt a rétegvíz áramlási sajátosságai határozzák meg. Ha a terhelő deformáció térben inhomogén vagy lassan fejt ki hatását, a vízszintes folyadékáramlás nem elhanyagolható. Ha a vízadó nem megfelelően zárt (a telített réteg felett telítetlen zónát is tartalmaz) vagy a deformáció sebessége lassú, a vízfelszín felé irányuló vertikális áramlás is felléphet. A legtöbb esetben, amikor a folyadékáramlás nem elhanyagolható, a folyadéknyomás változása kisebb lesz, mint a statikus zárt víztükrű vízadók esetében.

A kútbeli vízszintek mérésének felhasználása kéregdeformációk mérésére azon az elven alapszik, hogy a nyomás változása a vízadóban az időben és térben változó deformációs terheléstől függ, de nem függ a deformáció eredetének természetétől. Egy kút árapályválaszának nevezzük a mért vízszintváltozás (amplitúdó) és a deformációt okozó terhelés hányadosát. Az árapályerők által keltett deformációk a kút földrajzi helyén elméleti számításokból igen jó közelítéssel meghatározhatók (Kümpel 1997), ezért az árapályválasz megadja a vízadónak azt az érzékenységet, mellyel másfajta terhelésekre is reagál, továbbá a közeg néhány poroelasztikus tulajdonságának becslését is lehetővé teszi (pl.: Braedehoeft 1967, Robinson és Bell 1971, Rojstaczer 1988, Rojstaczer és Agnew 1989).

A vízadóban lévő folyadék nyomása általában olyan, hogy a formációt harántoló kútban a víz szintje a vízadó teteje fölé emelkedik. A kútban mért bármely h vízállás egyensúlyt tart a vízadóbéli pillanatnyi nyomással, így a magasság $h=p/\rho g$ összefüggéssel adható meg, ahol ρ a folyadék sűrűsége és p a folyadéknyomás az oszlop alján. Felszíni terhelésre a vízadó térfogati összenyomódással válaszol és ez majdnem teljes egészében a poruskitöltő folyadék térfogatváltozásában nyilvánul meg. Ekkor a vízszint változása:

$$dh = \frac{dp}{\rho g} = \frac{\Theta E_w}{n \rho g} \quad (9)$$

alakban írható, ahol E_w a víz kompressziós modulusa, n a porozitás, és Θ a vízadó teljes térfogati deformációja, mely a normál deformációk összege:

$$\Theta = \varepsilon_{rr} + \varepsilon_{\theta\theta} + \varepsilon_{\lambda\lambda} \quad (10)$$

A vízszintemelkedésre vonatkozó összefüggés akkor érvényes az adott formájában, ha a vízadóbéli nyomáshullám változása egyenlő a kútbeli vízszintváltozással. A poroelasztikus viselkedésre vonatkozó más elméletek szerint a mátrix kompresszibilitása nagyobb, mint a folyadéké, de ez a közelítés csak konszolidálatlan közetek esetében lehet érvényes. Egy másik feltevés szerint a földfelszíni terhelés csak vertikális deformációt okoz, de ez általánosan nem igazolható. Ugyanakkor egy folyadékkal kitöltött zárt víztükrű vízadóban a teljes térfogati deformáció az árapálydeformáció (Θ_a) és a folyadéknyomás változása miatti dilatáció (Θ_h) összegével egyenlő. Az utóbbi:

$$\Theta_h = -\frac{dp}{E_s} \quad (11)$$

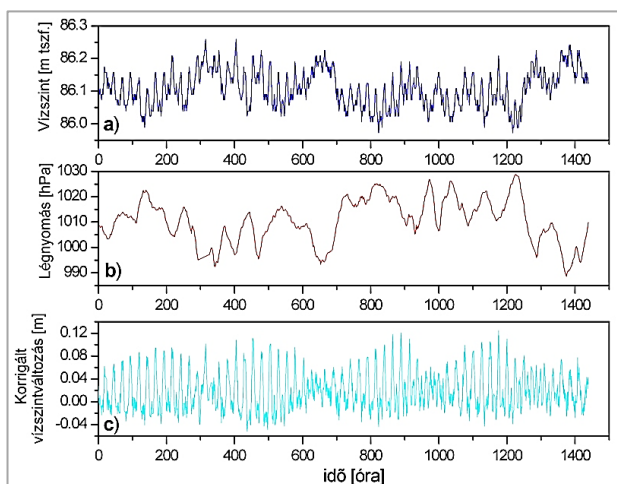
alakban írható, ahol E_s a közetváz kompressziós modulusa. Mivel a teljes deformáció $\Theta = \Theta_a + \Theta_h$, ezért a (9) egyenletből Θ -át kifejezve és abból a (11) egyenletet kivonva megkapjuk az árapályból adódó deformációt:

$$\Theta_a = \Theta - \Theta_h = n \frac{dp}{E_w} + \frac{dp}{E_s} = \rho g \left(\frac{n}{E_w} + \frac{1}{E_s} \right) dh \quad (12)$$

A képletben felhasználtuk, hogy $p=\rho gh$. Látható, hogy a vízszint változását a porozitás és a kompresszibilitási paraméterek kapcsolják össze a deformáció változással. Mivel az árapálydeformáció mértéke elméletileg számítható, a vízszintmérési adatsorok elemzésével a vízadó

poroelasztikus paraméterei (porozitás, fajlagos tárolóképesség, összenyomhatóság, áteresztőképesség) meghatározhatók (pl.: *Narasimhan és társai 1984, Rojstaczer és Agnew 1989, Maréchal és társai 2002, Fuentes-Arreazola és társai 2018*).

A felszín alatti vizek árapályának kimutatását a Föld légkörének terhelő hatása (légköri árapály, időjárás) és az óceáni terhelés – amely a kontinensek belsejében is érzékelhető – befolyásolja (3. ábra), ezek hatását korrigálni szükséges (Farrell 1972, Agnew 2013). A légnyomáskorrekció automatikusan történik légköri nyomáskiegyenlítő vezetékkel rendelkező vízszint, ill. nyomásmérők alkalmazásával, mint pl. a Dataqua vízszintmérő (*http1*). A kontinensek belsejében a vízkutak árapályjelenségének vizsgálata során az óceáni terhelés hatása figyelmen kívül hagyható (Robinson és Bell 1971), azonban az árapályösszetevők pontos meghatározása során korrigálni szükséges (pl.: *Jentsch 1997*). Példaképpen a 4. ábra az ÜH-27 számú vízszintmegfigyelő kút 5. zónájában (-73,93 - -135,06 m tszf.) a 2004.01.01. és 2004.02.29. között mért vízszintet, a légnyomást és a légnyomással korrigált vízszintváltozás adatsort ábrázolja.



4. ábra. Az Üh-27 kútban mért vízszintmagasság adatsor (a), légnyomás adatsor (b) és korrigált vízszint adatsor (c) 2004.01.01. és 2004.02.29. között

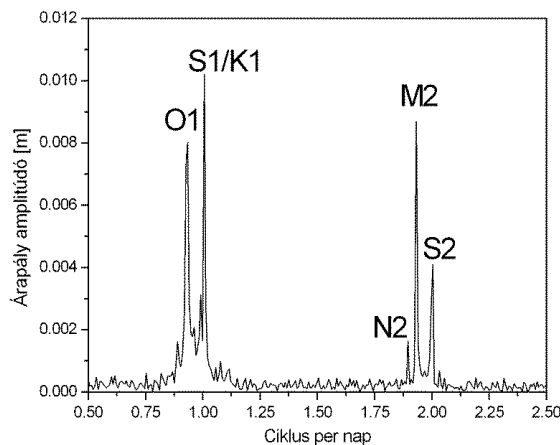
Figure 4. Water level data, air pressure data and corrected water level data in the Üh-27 well between 01.01.2004 and 29.02.2004

Az 5. ábra a 2004.01.01 és 2004.06.30 között regisztrált adatokból számított spektrumot mutatja, amelyen jól láthatók a főbb árapálykomponensek. Balla (2004), valamint Balla és társai (2004) részletesen ismertetik az üveghutai teszterület geológiai és hidrogeológiai felépítését.

Az 6. ábrán egy multipackeres megfigyelőkút felépítése látható.

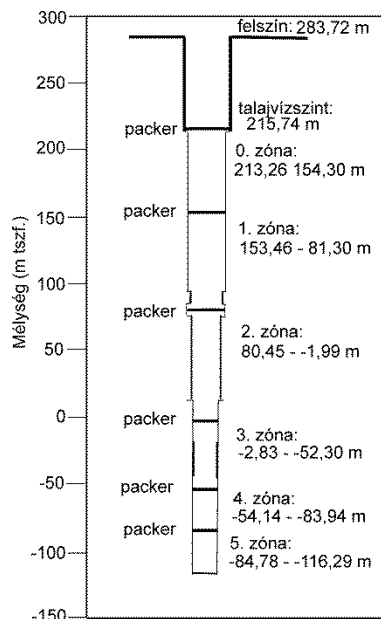
A 3. táblázat az ÜH-29 számú kút 2. (60,03 - 12,59 m tszf.), 3. (11,75 - -30,64 mtszf.) és 5. (-71,99 - -139,81 m tszf) zónákban mért vízszintváltozások árapály-kiértékelésének eredményeit mutatja be (Wenzel 1996). A kiértékeléshez a zónákban mért nyomásváltozásokat vízszintváltozásokká ($h=p/\rho g$) számoltuk át. Látható, hogy a kapott O1 és M2 amplitúdók a mélység növekedésével növekednek., ami arra enged következtetni, hogy a porozitás és

a matrix összenyomhatósága csökken a mélység növekedésével. Az üveghutai kutakban végzett árapály-megfigyelések eredményeit és az azokból levonható hidrológiai következtetéseket Rotár-Szalkai és társai (2006) részletesen ismertetik.



5. ábra. Az Üh-27 kútban mért adatok amplitúdó spektruma a 2004.01.01.-2004.06.30. időszakra vonatkozóan (Megjegyzés: Az O1, S1, K1, M2, N2, S2 árapálykomponensek megnevezése és periódusideje a 2. táblázatban található.)

Figure 5. Amplitude spectrum of the data measured in the Üh-27 well from 01.01.2004 to 30.06.2004. (Note: Table 2 shows the names and periods of the tidal components O1, S1, K1, M2, N2, S2.)



6. ábra. Az üveghutai teszterület multi-packeres megfigyelőkútjainak felépítése az ÜH-26-os kút példáján Figure 6. Structure of the multi-packer system of the monitoring wells on the Üveghuta test site based on the example of ÜH-26 well

3. táblázat. Az árapálykiértékelés során kapott O1 és M2 árapályhullámok az ÜH-29 kútban mért adatok alapján (Rotár-Szalkai és társai 2006)

Table 3. O1 and M2 tidal waves obtained by tidal evaluation of data measured in the Üh-29 well (Rotár-Szalkai et al. 2006)

ÜH-29	Tengerszint feletti magasság [m]	O1	M2
		Amplitúdó [mm]	Amplitúdó [mm]
2. zóna	60,03 - 12,59	11.536 ± 0.043	11.730 ± 0.027
3. zóna	11,75 - -30,64	13.269 ± 0.046	12.434 ± 0.043
5. zóna	11,75 - -30,64	17.375 ± 0.056	13.254 ± 0.041

A kutakban jelentkező árapályra több hazai hidrogeológus is felfigyelt, pl.: *Lénárt (2005)*, aki több kút esetében is a fő luniszoláris hullámokat nagy pontossággal mutatta ki. Ahhoz, hogy hidrogeológiai kutatásokhoz az árapályhatás felhasználható legyen az egyes hullámok amplitúdójára és fázisára van szükség, amelyhez pontos árapálykiértékelésre van szükség (*Wenzel 1996*).

Felszín alatti nyílt víztükrű vízadók árapálydeformációja

Nyílt víztükrű vízadórétegekben a víz a kőzetekben, azok porozitásának, töredezettségének megfelelően áramlik. Ez az áramlás lecsökkenti az árapálydeformáció által létrehozott nyomást a pórusokban, ami megnehezíti, ill. lehetetlenné teszi az árapály kimutatását (pl.: *Braedehoeft 1967, Rojstaczer 1988, Rojstaczer és Agnew 1989*). Ezekben az esetekben főleg a barometrikus nyomás miatt létrejövő vízszint változások analízise teszi lehetővé a különböző hidrogeológiai paraméterek meghatározását. *Bower és Heaton (1973)* megállapították, hogy a nem túl mély kutakban a vízszintváltozás frekvenciafüggő, vagyis a kút válasza függ a légköri nyomásváltozások periodicitásától. A barometrikus válaszból a fajlagos tárolóképeség és a vezetőképesség arányát, míg az árapályra adott válaszból külön a fajlagos tárolóképeséget tudták becsülni. *Rojstaczer és Riley (1990)* megállapították, ha a kút válasza az árapály és a barometrikus hatásra jól illeszkedik, akkor a telítetlen zóna pneumatikus diffúziója és a víztároló réteg vertikális hidraulikus vezetőképessége jól becsülhető.

A felszín közeli vizekben kb. 40 m mélységig a csapadék, a vízelvétel vagy vízfolyás, a talaj és a növényzet párologtatása (evapotranszspiráció) által létrejött deformáció nagyságrendekkel meghaladhatja az árapály által okozott deformációt (*Maréchal és társai 2002, Mentés és Bódis 2012, Mentés és társai 2014, Mentés 2018*), ezért az árapály nem mutatható ki.

FELSZÍNI VIZEK ÁRAPÁLYA

Óceánok és tengerek árapálya

A Föld nehézségi erőterének egyensúlyi potenciálfelületei vertikálisan emelkednek és süllyednek az árapálypotenciál hatására, melyet az egyensúlyi szintfelület változása miatt egyensúlyi árapálynak neveznek. Az emelkedést ζ -val jelölve:

$$\zeta = \frac{V_2}{g}$$

ahol g a nehézségi gyorsulás a felszíni pontban. Az óceánok és tengerek felületén a potenciál értéke állandó és egyenlő a Föld egyensúlyi potenciáljának értékével. Ha egy képzeletbeli földmodellen a Föld felszínét vékony vízréteg borítja, a vízfelszín emelkedését a Föld középpontjához képest a következőképpen írhatjuk:

$$\zeta = (1 + k) \frac{V_2}{g}$$

Mivel a változás egyrészt az egyensúlyi szintváltozásból, másrészt a víz deformációjából adódó szintváltozásból áll (a $k=k_f$ Love számot folyadék halmazállapotú földfelszínre vonatkoztatjuk). Ugyanakkor a szilárd földfelszín (óceán- vagy tengerfenék):

$$\xi = h \frac{V_2}{g}$$

értékkel mozdul el, vagyis a vízfelszín emelkedése a fenékhez képest:

$$-\xi = (1 + k - h) \frac{V_2}{g}$$

A vékony vízréteggel borított képzeletbeli Földön a szabadon mozgó víztömeg viselkedésében azt tapasztal-nánk, hogy a gerjesztő égitest irányába a folyadék „árapálydomborulatot” képezve megnyúlik az égitesttel pontosan szemben fekvő, illetve azzal átellenes oldalon, a kör keresztmetszetű Földet ellipszis alakúvá deformálva (*1. ábra*). Az árapályerők ismeretében kiszámítható, hogy ha az árapálykeltő égitestet a Föld egyenlítői síkjában feltételezzük, akkor ebben a síkban a földfelszínen a Nap hatására 0.24 m maximális szintváltozás, míg a Hold hatására 0.54 m egyensúlyi szintváltozás következik be rugalmas földmodellt feltételezve. A Föld forgásának köszönhetően az árapálykeltő erőket meghatározó égitestek látszólagos helyzete folyamatosan változik, időfüggővé téve a megfigyelhető árapály mennyiségeket. A felszín egy kiválasztott pontján azt tapasztal-nánk, hogy naponta kétszer emelkedik a vízszint, másként kétszer van dagály (ld. *1. ábra*). Ebben a nagyon leegyszerűsített modellben a vízfelület tökéletesen követi az árapály-potenciálváltozást, és mindig merőleges a helyi gravitációs térerősség aktuális vektorára.

A valódi Föld felszínén végzett megfigyelések a fent leírt modellnek ellentmondanak, és sokkal bonyolultabb kép bontakozik ki, amikor a tagolt felszín vizeinek árapályjelenségeit akarjuk vizsgálni. Azt lehet mondani, hogy e jelenségek vizsgálatában alapvető fontosságú a tengely körüli forgást végző Föld óceánjainak dinamikus válasza az időben változó árapályerőkre (pl.: *Dale és társai 1997*). Az árapály dinamikus elmélete az árapályt az óceánok állandósult kényszermozgásának tekinti, melyben az óceán, mint dinamikus rendszer természetes oszcillációs periódussal is rendelkezik (pl.: *Hendershott 1973, 1977, LeBlond és Mysak 1979, 1981, Iz 2014*). Ha a gerjesztő periódus közelíti a természetes periódust, az állandósult árapályamplitúdó rezonáns növekedése következhet be (pl.: *Green 2010*). Hidrodinamikai számításokból, 3.5 km-es átlagos óceánmélységet figyelembe véve, mintegy 30 órás természetes periódust határoztak meg, mely a vízzel borított földmodellen körbevándorol fél földkerületnyi hullámhosszal. Az árapálykeltő erők alapvető periódusa 12 óra. Az elmélet alapján, ha a természetes periódus kisebb lenne, mint a gerjesztő periódus, az óceáni árapály megközelítőleg egybeesne az egyensúlyi árapály nagyságával és idejével. Azonban a becsült természetes periódus hosszabb a gerjesztő periódusnál, és emiatt a felszín gerjesztett oszcillációja az égitest kulminációja mögött mintegy 90°-al elmaradva jelentkezik.

A földfelszín hidroszférájának sajátosságai, a szárazföldök és tengerek szabálytalan eloszlása és váltakozása, az óceán- és tengerfenék bonyolult felszíni topográfiája miatt az óceánok és a tengerek tényleges árapályválasza rendkívül összetett. Óceáni és tengeröblökben az árapály a szomszédos nyílt víz árapályával kölcsönhatásban jön

létre, sokszor a zárt formán belül körbehaladó gyors árapályhullámként. Néhány szinte teljesen zárt tenger esetében, mint például a Földközi-tenger, Fekete-tenger (Medvedev 2018) vagy Balti-tenger, az árapályerők hatására állóhullám alakjában alakulhat ki (állandósult oszcilláció). Ilyen tengerekben az árapály okozta tengerszint emelkedés a centiméteres nagyságrendbe esik, míg a nyílt óceánon a deciméteres nagyságrendben található. Ugyanakkor part menti tengerekben és öblökben az árapály mértéke ehhez képest sokkal nagyobb is lehet, ha ezek alakja elősegíti az árapály erősítését (pl.: *Hendershott. és Speranza 1971, Green 2010*). Amikor a vízfelszín árapályvonulata eléri a kontinentális shelfek sekélyebb vizeit, előrehaladásának mértéke lelassul, energiája kisebb térfogatba akumulálódik, ezáltal az emelkedés és csökkenés amplitúdója felerősödik. Öblök és óceánmelléki tengerek medencéje akár rezonáns árapályválaszt is létrehozhat és állóhullámok (angolul seiche) alakulhatnak ki. Ez a jelenség legerősebben a Fundy-öbölben (Kanada) jelentkezik, ahol a szökőár mértéke eléri a 15-20 m-t is (7. ábra). A

legismertebb tengeri állóhullámok az Északi-tengeren és annak melléktengereiben, pl. a Balti-tengeren lépnek fel, de nem ritkák az Adriai-tengeren sem. A teljes Északi-tenger gyakran mutat mintegy 36 órás periódusidejű vízingást. Nyilvánvaló, hogy e beltengerek hosszúság alakja és esetenként sekélyisége egyaránt kedvez a jelenség kialakulásának. Éppen ezért a tengereket lezáró sekély öblökben, ahol gyakran nagy kikötővárosok helyezkednek el, (tehát együttesen van jelen a hullámenergia felhalmozódás és a nagy sebezhetőség) lehet a legpusztítóbb a jelenség hatása. A legfontosabb ilyen pontok Európában Szentpétervár a Finn-öbölben, és Velence az Adriai-tenger északi sekély végében, a Pó-folyó deltavidékén.

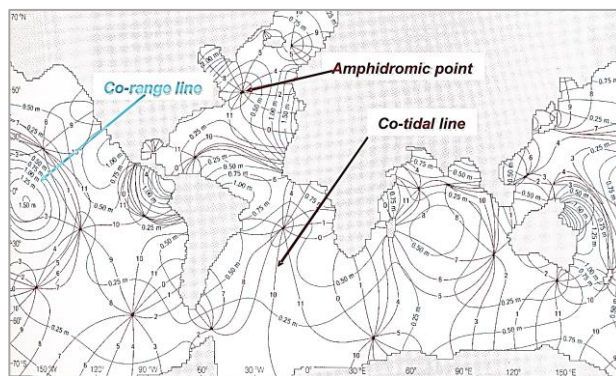
Általában elmondható, hogy a parti vizek – főleg öblök, csatornák, tölsértorkolatok – árapály mozgásai a part részletes geometriájától és a vízmélység változásaitól függenek (pl.: *Hendershott és Speranza 1971*). Az árapály amplitúdója, fázisa, a szökőár és vakár közötti különbségek széles skálán változnak helyről helyre.



7. ábra. A Fundy-öböl (Kanada, Új Skócia) a benne fellépő maximális dagály amplitúdókkal (balra) és apály idején (jobbra)(http2)
Figure 7. Fundy Bay (Canada, Nova Scotia) with its maximum tide amplitudes (left) and low tide (right) (http2)

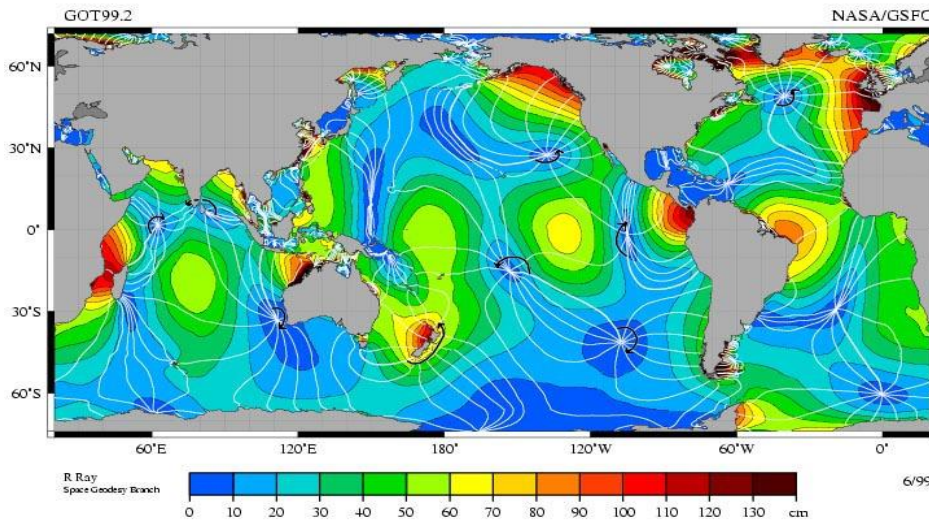
A nyílt óceánokon a vízfelszín elmozdulása az árapályerők hatására haladó hullámként követi az égitestek mozgását, úgy, hogy bizonyos pontok, az amphidromok körül körbefordul. Az amphidromok a nulla árapály amplitúdóval rendelkező pontok az óceánon, ahol e hullámok kioltják egymást. Az óceáni árapály szerkezetét az óceánok területére árapálytérképeken - izoráhiák - ábrázolják, valamely ár-

apálykomponens azonos amplitúdójú vagy fázisú pontjainak izovonalas megjelenítésével (pl.: *Egbert és társai 1994, 2004*) Az árapály vonalak az amphidromokban futnak össze, és vonalainak pontjai azonos árapályfázisban vannak (pl. a Greenwich-i vonatkoztatási időhöz számítva). A co-range vonalak az azonos árapálymagasságú helyeket kötik össze, és mindig körülölelik az amphidromokat (8. ábra).



8. ábra. Azonos amplitúdójú és azonos árapálymagasságú helyek térképe (Bearman 1999)
Figure 8. Co-tidal and co-range map (Bearman 1999)

A 9. ábra az M2 árapálykomponens globális eloszlását mutatja.



9. ábra. Az M2 Hold-dagály komponens globális eloszlása (https1)

(Megjegyzés: Az ábra jól mutatja az amphidromikus pontokat, az örvényeket és a kontinensek északnyugati partvidékén kialakuló nagy rezonancia-dagályokat.)

Figure 9. Global distribution of M2 lunar tide component (https1)

(Note: The figure illustrates amphidromic points, vortices, and high resonance tides on the northwest coast of the continents.)

A tengerszint árapályváltozásával összefüggésben árapályáramlatok is léteznek. Az árapálykeltő erők horizontális komponense alakítja ki az áramlásokat, melyek sebessége a nyílt óceánon mintegy 1 cm/s nagyságrendű, de kevésbé mély és parti vizek felett a topográfia kényszerítő hatása miatt az 1 m/s-ot is elérheti. Az árapályáramlatok a nyílt tengereken általában forgási sajátossággal rendelkeznek, ami azt jelenti, hogy az áramlat vektora egy árapályciklus alatt körbefordul, a vektor hegye egy ellipszist ír le. Az óceáni árapályáramlások hatásai közé tartozik belső hullámok gerjesztése (pl. tengerfenéki hátságok, kontinentális lejtők fölött) és az aljzati üledék felkeverése még akár mély óceáni területeken is (LeBlond és Mysak 1981, Bearman 1999).

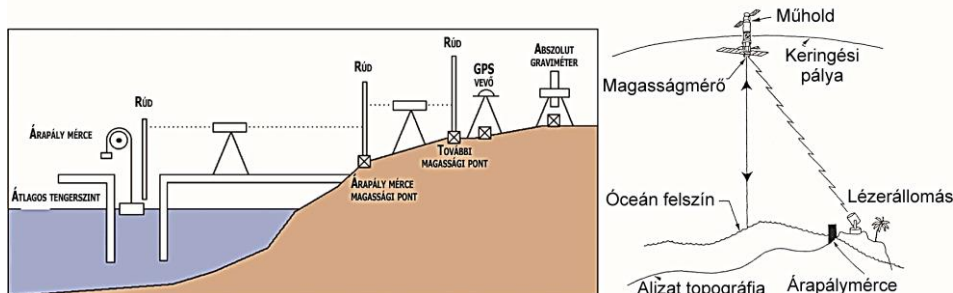
Az óceáni víztömegek árapályának súlya deformálja a földfelszínt, és a part menti szárazföldeken is deformációs terhelést okoz az árapályfrekvenciákon. Ezt a jelenséget óceáni árapályterhelésnek nevezzük, és a szárazföldön végzett mérések esetében korrekciós tényezőként figyelembe szokták venni a szilárd föld árapályparamétereinek meghatározásához (pl.: Jentzsch 1997). Valamely óceánmodell alapján kiszámítható a felszíni deformációt okozó terhelés egy adott pontra (Agnew 2013). Az óceáni árapályterhelés hatásait izovonalas térképeken is szokták ábrázolni a szárazföldek területére.

A tengeri árapály mérése

Az árapályváltozás mérése a legegyszerűbb parti vízszint mérésétől (árapálymércek) a műholdas mérésekig terjed:

- klasszikus mérés: skálával rendelkező rúd, az értékek vizuális leolvasásával,
- úszó érzékelő: egy védett csőben karhoz rögzített úszó, a kar egy analóg adatrögzítőhöz csatlakoztatva,
- nyomásérzékelő: a nyomást egy rögzített mélységben regisztrálva, tengerszint-változássá lehet átszámítani,
- radar magasságmérés: Föld körül keringő műholdról történő távolságmérés az óceán felszínére (pl.: Egbert és társai 1994, Ray 1999, Cherniawsky és társai 2001).

A vonatkoztatási szint az árapály-magasságmérések számára az úgynevezett átlagos tengerszint. Erre a szintre vonatkoztatják általában az árapályamplitúdókat és a topográfiai pontok magasságát is. Az átlagos tengerszintet hosszú tengerszintmérési adatsorokból lehet meghatározni, melyekben az árapályhatások kiátlagolódnak. A tengerszint megfigyeléséhez hozzátartozik a hónapos és éves átlagok rendszeres meghatározása is. Az átlagos tengerszint időbeli változása információt nyújthat a földfelszín emelkedéséről, süllyedéséről, éghajlati változásokról is. Az árapálymagasság (vagy árapálykülönbség) az egy árapálycikluson belül mért legalacsonyabb és legmagasabb vízállás különbsége. A 10. ábra a modern árapálymérési módszereket szemlélteti.



10. ábra. Parti és műholdas tengerszint mérés

Figure 10. Coastal and satellite sea level measurement

Tavak árapálya

Tavak vízszintjének egy- illetve félnapos ingadozása régóta ismert jelenség. Ezek azonban elsősorban atmoszferikus hatások következményei és bennük árapálymozgások ritkán és nehezen mutathatók ki. Ennek oka a tavak méreteiben és a meteorológiai eredetű zavaró hatásokban rejlik. A méretek felelősek az egyes árapályhullámok kicsi (általában néhány mm) amplitúdójáért, míg a meteorológiai hatások a jellemző árapályfrekvenciák közelében jelentkező, azokat gyakran elfedő, nagyenergiájú zajként foghatók fel. A tavak vízszintjeinek ciklikus változásai, az úgynevezett vízlengés jelenségére vezethetők vissza. Ezek az ingadozások olykor árapályjellegűek, de többnyire attól eltérő okokkal magyarázhatók. A víztömeg periodikus gerjesztése következtében, megfelelő geometriai feltételek mellett állóhullámok alakulnak ki. Amennyiben a gerjesztés frekvenciája és a medence geometriája által meghatározott saját frekvencia egybeesik, rezonancia lép fel, mely igen jelentős hullámamplitúdókat is okozhat (Merian 1828).

Az egyre kifinomultabb vízszint-meghatározási módszereknek köszönhetően az elmúlt évtizedekben több nagyobb kiterjedésű tóban sikerült a legnagyobb amplitúdójú árapályhullámokat kimutatni. Például a múlt században a Bajkál-tóban Grace (1931) az M2 amplitúdójára a végeken 8,4-6,6 mm-t mutatott ki, amely a tó közepéig folyamatosan változik, ahol kb. 0,8 mm. A szezonális vízszint-ingadozásra pedig 0,8-1,1 m-t kapott. Timofeev és társai (2009) a következő árapályamplitúdókat mérték: M2: 7,9 mm; O1 és K1: 3,5-6,5 mm; Mf: 20,9 mm, továbbá megállapították, hogy a tó lengés (seiche) periódusideje $T=4,6$ óra és amplitúdója 60 mm.

A Balaton vízében az árapály a hullámozás miatt nem mutatható ki, azonban a vízingás vagy a magyar nyelvben elterjedt tó lengés jelensége megfigyelhető. Ezt először Cholnoky Jenő mutatta ki 1897-ben Balatonkenesén és Keszthelyen történt egyidejű vízszintmérésekkel (Vincze és Kozma 2007). A lengés periódusidejének 12 órát kapott, az amplitúdó pedig néhány dm volt. Észak-nyugati szélirány esetében kb. 40 perces lengésidő figyelhető meg, mivel a tó szélessége 14 km. Természetesen ezek a lengések a széliránytól függően együttesen is előfordulhatnak. Mivel a tó mélysége, valamint a vízszintje is változó a fenti periódusidőtől eltérő periódusidejű tó lengések is megfigyelhetők. A tó lengések fizikájával Vincze és Kozma (2007) foglalkoznak részletesen.

ÖSSZEFOGLALÁS

A tengeri árapály minél pontosabb ismerete nemcsak a hajózásban fontos. A folytonos mozgásban levő víztömegek a szárazföldet is deformálják, ezért a szilárd Föld árapályának mérése során a tengeri árapály hatását, az ún. óceáni terhelést is figyelembe kell venni. A szilárd Föld árapályának kimutatása után az árapálykutatás rohamos fejlődésnek indult. Az elméleti árapályhatás csillagászati adatokból nagy pontossággal meghatározható. Az elméleti és mért árapály összevetéséből egyre fejlettebb földmodelleket fejlesztettek ki, amelyek ellenőrzésére egyre pontosabb műszerek kifejlesztésére volt szükség. Az árapálykutatás jelenleg számos geofizikai jelenség tanulmányozásához járul hozzá. A hidrogeológiai kutatások esetében az általa létrehozott deformáció egy természetes gerjesztő hatás. A

vízutakban mért árapály amplitúdóját és fázisát összevetve a kút koordinátaira számított elméleti árapályhullámokkal számos hidrogeológiai paraméter határozható meg, ill. pontosítható. Magyarországon sok kutatási célra fűrt vízkút található. E kutak vízszint-, ill. nyomásváltozásának rendszeres árapálykiértékelése hozzájárulhat a hazánk területén végbemenő tektonikai deformációk jobb megismeréséhez is.

IRODALOMJEGYZÉK

- Agnew D. C. (1986). Strainmeters and tiltmeters. Reviews of Geophysics 24 (3), 579-624. <https://doi.org/10.1029/RG024i003p00579>.
- Agnew D. C. (2007). 3.06 Earth Tides. Treatise on Geophysics, University of California San Diego, San Diego, CA, USA. Elsevier B.V. Volume 3, 163-195.
- Agnew D. C. (2013). SPOTL: Some Programs for Ocean-Tide Loading. Institute of Geophysics and Planetary Physics, Scripps Institution for Oceanography, University of California. Technical Report.
- Balla Z. (2004). General characteristics of the Bataapáti (Üveghuta) site (South-Western Hungary). Annual Report of the Geological Institute of Hungary. 2003, pp. 73-85.
- Balla Z., Horváth L., Benedek K., Mező Gy., Molnár P. (2004). Hydrogeologic pattern of the Bataapáti (Üveghuta) site. Annual Report of the Geological Institute of Hungary. 2003, pp. 449-463.
- Bearman G. (Ed) (1999). Waves, tides and shallow-water processes. The Open University, Pergamon Press Ltd, Oxford, England, 2. Ed.
- Bower D. R., Heaton K. C. (1973). response of an unconfined aquifer to atmospheric pressure, Earth tides and a large earthquake. 7th International Symposium on Earth Tides, Sopron, Hungary, 1973.
- Braedehoeft J. D. (1967). Response of well-aquifer systems to Earth tides. Journal of Geophysical Research 72, 3075-3078.
- Bodvarsson G. (1970). Confined fluids on strain meters. Journal Geophysical Research 75, 2711-2718.
- Büllesfeld F.-J. (1985). Ein Betrag zur harmonischen Darstellung des gezeitenerzeugenden Potentials. Deutsche Geod. Komm. C 314, 1-103.
- Cartwright D. E., Tayler R. J. (1971). New Computation of the tide generating potential. Geophys. J. R. astr. Soc. 23, 45-74.
- Cartwright D. E., Edden C. A. (1973). Corrected tables of tidal harmonics. Geophys. J. R. astr. Soc. 33, 253-264.
- Cherniawsky J. Y., Foreman M. G. G., Crawford W. R., Henry R. F. (2001). Ocean Tides from TOPEX/Poseidon Sea Level Data. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology 18, 649-664.
- Dale C. W., Haidvogel B., Iskandarani M., Hughes R. (1997). Dynamics of the long-period tides. Progress in Oceanography 40 (1-4), 81-108.
- de Angelis M., Bertoldi A., Cacciapuoti L., Giorgini A., Lamporesi G., Prevedelli M., Saccorotti G., Sorrentino F.,

- Tino G. M. (2009). Precision gravimetry with atomic sensors. Measurement of Science and Technology 20 022001 (16pp). doi:10.1088/0957-0233/20/2/022001.
- Doodson A. T. (1921). The harmonic development of the tide generating potential. Proc. Royal Soc. London A 100, 306-328.
- Egbert G. D., Bennett A. F., Foreman M. G. G. (1994). TOPEX/POSEIDON tides estimated using a global inverse model. Journal of Geophysical Research 99, (C12), 24, 821-852.
- Egbert G. D., Ray R. D., Bill, B. G. (2004). Numerical modelling of the global semidiurnal tide in the present day and in the last glacial maximum. Journal of Geophysical Research 109, C03003, doi:10.1029/2003JC001973.
- Ekman M. (1993). A concise history of the theories of tide, precession-nutation and polar motion (from antiquity to 1950). Surveys in Geophysics 14, 585-617.
- Eper-Pápai I., Mentés Gy., Kis M., Koppán A. (2014). Comparison of two extensometric stations in Hungary. Journal of Geodynamics 80, 3-11.
- Farrell W. E. (1972). Deformation of the Earth by surface loads. Reviews of Geophysics 10 (3), 761-797. <https://doi.org/10.1029/RG010i003p00761>.
- Fuentes-Arreazola M. A., Ramírez-Hernández J., Vázquez-González R. (2018). Hydrogeological Properties Estimation from Groundwater Level Natural Fluctuations Analysis as a Low-Cost Tool for the Mexicali Valley Aquifer. Water 10, 586. doi:10.3390/w10050586.
- Goodkind J. M. (1999). The superconducting gravimeter. Review of Scientific Instruments 70 (11), 4131-4152.
- Grace S. F. (1931). The Semi-diurnal Lunar Tidal Motion of Lake Baikal and the Derivation of the Earth-tides from the Water-tides. Geophysical Supplements to the Monthly Notices of the Royal Astronomical Society 2 (7), 301-309. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1931.tb05415.x>.
- Green J. A. M. (2010). Ocean tides and resonance. Ocean Dynamics 60, 1243-1253. DOI 10.1007/s10236-010-0331-1.
- Hartmann T., Wenzel H. G. (1995a). The HW95 tidal potential catalogue. Geophys. Res. Lett. 22, 3553-3556. <https://doi.org/10.1029/95GL03324>.
- Hartmann T., Wenzel H. G. (1995b). Catalogue HW95 of the tide generating potential. Bull. Inf. Marées Terrestres 123, 9278-9301.
- Hendershott M. C. (1973). Ocean tides. EOS, Trans. Am. Geophys. Union 54, 76-86.
- Hendershott M. C. (1977). Numerical models of ocean tides. In: Goldberg E., McCave I., O'Brien J., Steele J., (Eds). The Sea. Wiley-Interscience, New York 6, 47-95.
- Hendershott M. C. és Speranza A. (1971). Co-oscillating tides in long narrow bays; The Taylor problem revisited. Deep Sea Research 18, 959-980.
- Iz B. H. (2014). Sub and superharmonics of the lunar nodal tides and the solar radiative forcing in global sea level changes. J. Geod. Sci. 4, 150-165.
- Jentzsch G. (1997). Earth Tides and Ocean Tidal Loading. In: Wilhelm H., Zürn W., Wenzel H. G. (Eds.) (1997). Tidal Phenomena, Lecture Notes in Earth Sciences 66. Berlin, Heidelberg: Springer. pp. 145-172.
- Kümpel H.-J. (1997). Tides in Water-Saturated Rocks. In: Wilhelm H., Zürn W., Wenzel H. G. (Eds.) (1997). Tidal Phenomena, Lecture Notes in Earth Sciences 66. Berlin, Heidelberg: Springer. pp. 277-292.
- LaCoste L. J. B. (1934). A new type long period vertical seismograph. Physics 5 (7), 178-180.
- Leblond P. H. és Mysak L. A. (1979). Ocean Waves: A Survey of Some Recent Results. SIAM Review 21, (3), 289-328. <http://www.jstor.org/stable/2029570>.
- Leblond P. H. és Mysak L. A. (1981). Waves in Ocean. Elsevier, p. 602.
- Lénárt L. (2005). Some aspects of the "3E's" (Economics-Environment-Ethics) model for sustain-able water usage in the transboundary Slovakian and Aggtelek karst region based on some examples from the Bükk Mountains. PhD thesis work, Kassa/Kosice, TUKE.
- Maréchal J. C., Sarma M. P., Ahmed S., Lachassagne P. (2002). Establishment of earth tides effect on water level fluctuations in an unconfined hard rock aquifer using spectral analysis. Research Communications, Current Science 83 (1), 61-64.
- Mádlné-Szőnyi J., Czauner B., Simon Sz., Erős A., Zsemle F., Pulay E., Havril T. (2013). Hidrogeológia. Eötvös Loránd Tudományegyetem. pp. 1-179. <https://tk.elte.hu/dstore/document/868/book.pdf>.
- Medvedev I. P. (2018). Tides in the Black Sea: Observations and Numerical Modelling. Pure Appl. Geophys. 175, 1951-1969. <https://doi.org/10.1007/s00024-018-1878-x>.
- Melchior P. (1978). The Tides of the Planet Earth. Oxford: Pergamon Press.
- Mentés Gy. (1981). Horizontal pendulum with capacitive transducer. Acta Geodaetica Geophysica et Montanistica Academiae Scientiarum Hungaricae 16, 269-280.
- Mentés Gy. (1985). Horizontális inga kapacitív mérőátalakítóval. Kandidátusi értekezés. p. 170.
- Mentés Gy. (2010). Quartz tube extensometer for observation of Earth tides and local tectonic deformations at the Sopronbánfalva Geodynamic Observatory, Hungary. Review of Scientific Instruments 81 (7), 074501.
- Mentés Gy. (2018). A dunaszekcsői partfalmozgás okainak vizsgálata. Hidrológiai Közlöny 98 (3), 34-45.
- Mentés Gy. (2019). A Sopronbánfalvai Geodinamikai obszervatórium története. Geodézia és Kartográfia 6, 4-13.
- Mentés Gy és Eper-Pápai I. (2009). Relations between microbarograph and strain data. Journal of Geodynamics 48, 110-114.
- Mentés Gy., Bódis V. B. (2012). Relationships between short periodic slope tilt variations and vital processes of the vegetation. J. Appl. Geodesy 6, 83-88. <https://doi.org/10.1515/jag-2012-0009>.

- Mentes Gy., Bódis V. B., Péter Vig P.* (2014). Small slope tilts caused by meteorological effects and vital processes of trees on a wooded slope in Hidegvíz Valley, Hungary. *Geomorphology* 206, 239-249.
- Merian J. R.* (1828). *Über die Bewegung tropfbarer Flüssigkeiten in Gefässen.* Schweighauser, Basel, pp. 53.
- Narasimhan T. N., Kanehiro B. Y., Witherspoon P. A.* (1984). Interpretation of Earth Tide Response of Three Deep, Confined Aquifers. *Journal of Geophysical Research* 89 (B3), 1913-1924.
- Ray R. D.* (1999). A Global Ocean Tide Model From TOPEX/POSEIDON Altimetry: GOT99. NASA/TMm1999-209478.
- Robinson E. S., Bell R. T.* (1971). Tides in Confined Well-Aquifer Systems. *Journal of Geophysical Research* 76 (8), 1857-1869.
- Roosbeek F.* (1996). RATGP95: A harmonic development of the tide generating potential using an analytical method. *Geophys. J. Int.* 126, 197-204.
- Rojstaczer S.* (1988). Determination of fluid flow properties from the response of water wells to atmospheric loading. *Water Resources Research* 24, 1927-1938.
- Rojstaczer S., Agnew D. C.* (1989). The influence of formation material properties on the response of water levels in wells to Earth tides and atmospheric loading. *Journal of Geophysical Research* 94, 12403-12411.
- Rojstaczer S., Riley F. S.* (1990). Response of the Water Level in a Well to Earth Tides and Atmospheric Loading Under Unconfined Conditions. *Water Resources Research* 26 (8), 1803-1817.
- Rotár-Szalkai Á., Eper-Pápai I., Mentes Gy.* (2006). Well level data analysis in Hungary near a fault region. *Journal of Geodynamics* 41, 183-189.
- Ruotsalainen H.* (2018). Interferometric Water Level Tilt Meter Development in Finland and Comparison with Combined Earth Tide and Ocean Loading Models. *Pure and Applied Geophysics* 175, 1659-1667.
- Sager G.* (1990). *Schiffe, Schlachten und Gezeiten.* Brandenburgisches Verlagshaus. Berlin, p. 88.
- Tamura Y.* (1987). A harmonic development of the tide-generating potential. *Bull. Inf. Marées Terrestres* 99, 6813-6855.
- Tamura Y.* (1993). Additional terms to the tidal harmonic tables. In: Hsu H.-T. (ed). *Proc. 12th Int. Symp. Earth Tides Science.* Press Beijing, pp. 345-350.
- Timofeev V. Y., Granin N. G., Ardyukov D. G., Zhdanov A. A., Kucher K. M., Ducarme B.* (2009). Tidal and Seiche signals on Baikal Lake level. *Bull. Inf. Marées Terrestres* 145, 11635-11658.
- Varga P.* (1976). Investigation of Earth Tides by observing dilatational variations of the water table. *Bull. Inf. Marées Terrestres* 74, 4319-4332.
- Vincze M., Kozma P.* (2007). Tólagások a Balatonon, a fjordokban és a laboratóriumban. *Természet Világa* 138 (12), 549-552.
- Völgyszi L.* (2002). *Geofizika.* Tankönyvkiadó. Budapest.
- Wenzel H. G.* (1996). The nanogal software: Earth tide data processing package ETERNA. 3.30. *Bull. Inf. Marées Terrestres* 124, 9425-9439.
- Wenzel H. G.* (1997). Tide-generating Potential for the Earth. In: Wilhelm H., Zürn W., Wenzel H. G. (Eds.) (1997). *Tidal Phenomena, Lecture Notes in Earth Sciences* 66. Berlin, Heidelberg: Springer. pp. 9-26.
- Wilhelm H., Zürn W., Wenzel H. G. (Eds.)* (1997). *Tidal Phenomena, Lecture Notes in Earth Sciences* 66. Berlin, Heidelberg: Springer.
- Xi Q.* (1989). The precision of the development of tidal generating and some explanatory notes. *Bull. Inf. Marées Terrestres* 105, 7396-7404.
- http1: [http:// www. dataqua.hu](http://www.dataqua.hu) (hozzáférés: 2020.02.14).
- http2: <http://www.erdekesvilag.hu/a-vilag-legerosebb-arapaly-jelensege-a-fundy-obelben> (hozzáférés: 2020.02.14.).
- https1: https://commons.wikimedia.org/wiki/File:M2_tidal_constituent.jpg. (R. Ray, NASA Goddard Space Flight Center, Jet Propulsion Laboratory, Scientific Visualization Studio / Public domain. (hozzáférés: 2020.02.14).

A SZERZŐ



MENTES GYULA Villamosmérnök, 1971-től dolgozik az MTA Geodéziai és Geofizikai Kutatóintézetben (jelenleg ELKH Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Geodéziai és Geofizikai Intézet). Kutatási területe: Lokális és globális geodinamikai kutatások: tektonikai törésvonalak, felszíni tömegmozgások, a Pannon medence tektonikai mozgásvizsgálata extenzométerekkel, a szilárd Föld árapályának és az azzal kapcsolatos jelenségeknek a kutatása; geodéziai és geodinamikai műszerek fejlesztése. 1999-től az MTA doktora, 2000-től 2011-ig a Geodéziai Főosztály vezetője, 2014-től kutató professor emeritus.