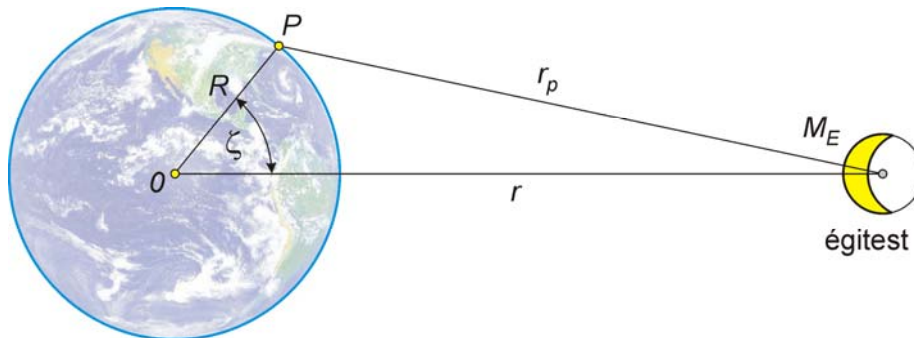


KÜLÖNBÖZŐ FÖLDMODELLEK ÁRAPÁLYA

A Geofizika BSc tanulmányok során meghatároztuk egyetlen égitest által keltett árapálykeltő erő potenciálját tetszőleges földfelszíni pontban. Az r távolságban levő ζ zenitszög alatt látható M_E tömegű égitest által okozott árapálykeltő erő potenciálja az 1. ábra értelmezése szerint a földfelszín tetszőleges P pontjában:

$$V_a = kM_E \frac{R^2}{r^3} \left(\frac{3}{2} \cos^2 \zeta - \frac{1}{2} \right) + \dots \quad (1)$$



1. ábra. Az (1) árapálykeltő potenciál függvényében szereplő jelölések

Több égitest (pl. a Hold a Nap és a bolygók) együttes hatása esetén természetesen az (1) potenciálok összeadódnak:

$$V_A = V_a^H + V_a^N + V_a^{(bolygók)}. \quad (2)$$

Merev földtömeg árapályja

A továbbiakban elemezni fogjuk, hogyan viselkedik Földünk az árapálykeltő erők hatására.

Az egyszerűség érdekében első lépésben megvizsgáljuk, hogyan viselkedne a Föld ha teljesen merev, azaz alakváltozásra képtelen tömeg volna.

A vizsgálatokhoz az alábbi egyszerűsítő feltevéseket tesszük:

1. a Föld teljesen merev, bármilyen alakváltozásra képtelen, homogén tömeg,
2. eltekintünk a Föld tengely körüli forgásától, – tehát $V_F = 0$,

3. a Föld tömegvonzási erőtere V potenciáljának szintfelületi gömb alakúak és a $V = V_0 = \text{áll.}$ potenciálértékű szintfelület egybeesik az R sugarú, gömb alakú merev Föld felszínével.

Nézzük meg, hogy *egyetlen* vonzó égitest esetén hogyan változik meg a szintfelületek alakja, ha a tömegvonzás mellett figyelembe vesszük az árapálykeltő erőter potenciálját is.

Az árapályt okozó égitest hatására a nehézségi erőter potenciálja az R sugarú Föld felszínén:

$$W = V_0 + V_a$$

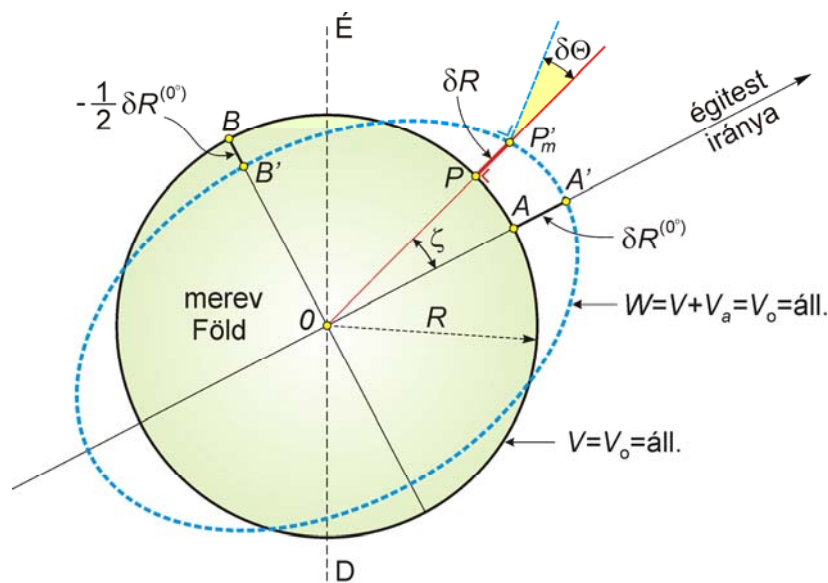
lesz, ahol V_0 a gömb alakúnak feltételezett Föld tömegvonzási potenciálja, V_a pedig az árapálykeltő erő potenciálja. A V_0 a Föld adataival kifejezve :

$$V_0 = k \frac{M_F}{R}$$

míg V_a a $P_2(\cos \zeta)$ tagokig bezárólag:

$$V_a = kM_E \frac{R^2}{r^3} \left(\frac{3}{2} \cos^2 \zeta - \frac{1}{2} \right) .$$

Ez utóbbi a ζ függvényében a Föld különböző helyein különböző érték lesz, amiből az következik, hogy az eredetileg a Föld felszínével egybeeső R sugarú gömb alakú $V = V_0 = \text{áll.}$ potenciálértékű szintfelület olyan $W = V + V_a = V_0 = \text{áll.}$ potenciálértékű szintfelületté deformálódik, amely már nem esik egybe az R sugarú Föld felszínével.



2. ábra. Merev földtömeg árapály-ellipszoidja

A következő feladatunk az, hogy meghatározzuk a $V = V_0 = \text{áll.}$ potenciálértékű eredetileg R sugarú gömb alakú szintfelület potenciálértékével megegyező $W = V + V_a = V_0 = \text{áll.}$ potenciálértékű szintfelület alakját.

Az eredetileg a P ponton átmenő $V = V_0$ potenciálértékű szintfelület a V_a potenciál hozzáadása miatt az 2. ábrán látható módon $W = V + V_a = V_0 = \text{áll.}$ potenciálértékű szintfelületté deformálódik. Mivel a deformálódott potenciálfelület potenciálértéke marad V_0 , ennek megfelelően a gömb eredeti erőterében a $V' \neq V_0$ potenciálértékű P'_m helyen kell átmennie. A potenciálfelület dR eltolódásának mértéke arányos az árapálykeltő erő V_a potenciáljával.

Mivel a szintfelületek potenciálértékének különbsége egyenlő az erőter munkájával; a P és a P'_m pont között az eredeti erőterben elvégzendő munka :

$$V_0 - V' = g \delta R ,$$

ugyanakkor a potenciálváltozás értéke:

$$V_0 - V' = V_a$$

tehát

$$g \delta R = V_a \quad (3)$$

és ebből a szintfelület eltolódása:

$$\delta R = \frac{V_a}{g} \quad (4)$$

ahol g az eredeti nehézségi gyorsulás.

Az árapálykeltő erő potenciálja két jellegzetes helyen könnyen kiszámítható. A Föld O tömegközéppontját az égitest tömegközéppontjával összekötő irány mentén (a 2. ábrán látható A pontban, $\zeta = 0^\circ$ esetén):

$$V_a^{(0^\circ)} = kM_E \frac{R^2}{r^3} \quad (5)$$

az erre merőleges irányban (a B pontban, $\zeta = 90^\circ$ esetén):

$$V_a^{(90^\circ)} = -\frac{1}{2} kM_E \frac{R^2}{r^3} = -\frac{1}{2} V_a^{(0^\circ)} \quad (6)$$

általános helyzetben pedig :

$$V_a = \frac{1}{2} V_a^{(0^\circ)} (3 \cos^2 \zeta - 1) \quad (7)$$

Ennek megfelelően, ha az (5), (6) és a (7) értékeket a (4)-be helyettesítjük, ezenkívül a (4)-be a g helyére a

$$g = k \frac{M_F}{R^2} \quad (8)$$

kifejezést írjuk, akkor a szintfelület alakváltozása a $\zeta = 0^\circ$ irányban (az A pontban) :

$$\delta R^{(0^\circ)} = \frac{M_E}{M_F} \frac{R^4}{r^3} \quad (9)$$

a $\zeta = 90^\circ$ irányban (a B pontban):

$$\delta R^{(90^\circ)} = -\frac{1}{2} \delta R^{(0^\circ)}$$

illetve általános irányban (pl. a P pontban):

$$\delta R = -\frac{1}{2} \delta R^{(0^\circ)} (3 \cos^2 \zeta - 1)$$

Láthatjuk, tehát, hogy a merevnek képzelt Föld eredetileg gömb alakú potenciál-szintfelülete az árapálykeltő erő hatására olyan ellipszoiddá torzul, amelynek $R - \delta R^{(0^\circ)}$ nagytengelye a vonzó égitest irányába mutat, az erre merőleges kistengelye pedig $R - \delta R^{(0^\circ)} / 2$ hosszúságú. Ez a merev Föld árapály-ellipszoidja (2. ábra).

A Hold és a Nap megfelelő adatait behelyettesítve a (9)-be azt kapjuk, hogy merevnek képzelt Föld esetében ($M_F = 5.976 \cdot 10^{24} \text{ kg}$; $R = 6.371 \cdot 10^6 \text{ m}$) a Hold hatására:

$$\delta R_H^{(0^\circ)} = 35.7 \text{ cm}$$

a Nap hatására pedig

$$\delta R_N^{(0^\circ)} = 17.2 \text{ cm}$$

a potenciál-szintfelület maximális eltolódása.

Számítsuk ki ezek után az (1) ismeretében, hogy valamely égitest hatására mennyivel változik meg a Föld tetszőleges pontjában a nehézségi gyorsulás függőleges és vízszintes összetevője. Ezt egyszerűen megkaphatjuk, ha az (1) potenciálfüggvényt az R sugár, illetve az erre merőleges irány szerint differenciáljuk. A függőleges összetevő változása :

$$\delta g_v = \frac{\partial V_a}{\partial R} = kM_E \frac{R}{r^3} (3 \cos^2 \zeta - 1) \quad (10)$$

a vízszintes összetevő változása pedig:

$$\delta g_h = \frac{1}{R} \frac{\partial V_a}{\partial \zeta} = 3kM_E \frac{R}{r^3} \cos \zeta \sin \zeta$$

ami így is írható:

$$\delta g_h = \frac{3}{2} kM_E \frac{R}{r^3} \sin 2\zeta \quad (11)$$

Az (10) tulajdonképpen a Föld tömegvonzásából számított g nehézségi gyorsulásnak az árapálykeltő erő hatására bekövetkező δg_a megváltozását adja; míg az (11) segítségével a függőleges irányának $\delta \Theta$ megváltozását számíthatjuk ki:

$$\delta \Theta'' = \frac{\delta g_h}{g} \rho''$$

majd figyelembe véve az (8) és az (11)-et:

$$\delta \Theta'' = \frac{3}{2} \rho'' \frac{M_E}{M_F} \left(\frac{R}{r} \right)^3 \sin 2\zeta \quad (12)$$

A (10) és a (12) felhasználásával kiszámíthatjuk az egyes égitestek esetében a maximális δg_a és $\delta \Theta$ változásokat. A (10)-nek a $\zeta \cong 54.7^\circ$ körül, míg a (12)-nek $\zeta = 45^\circ$ -nál van szélsőértéke. Ennek megfelelően a Hold és a Nap esetében:

$$\delta g_{\max.}^{Hold} = 1.1 \cdot 10^{-6} \text{ m / s}^2$$

$$\delta g_{\max.}^{Nap} = 0.5 \cdot 10^{-6} \text{ m / s}^2$$

$$\delta \Theta_{\max.}^{Hold} = 0.0168''$$

$$\delta \Theta_{\max.}^{Nap} = 0.0078'' .$$

A nehézségi gyorsulásnak az árapálykeltő erők által okozott ilyen méretű megváltozása jelenleg már legalább egy nagyságrenddel felülmúlja a szabatos g mérések pontosságát; a függőleges irányának ilyen kis megváltozását viszont egyelőre csak különleges pontosságú mérésekkel tudjuk érzékelni.

Folyadékszerű földtömeg árapálya

Másik szélső esetként vizsgáljuk meg, hogyan viselkedne az árapálykeltő erők hatására a Föld, ha teljesen folyékony halmazállapotú lenne.

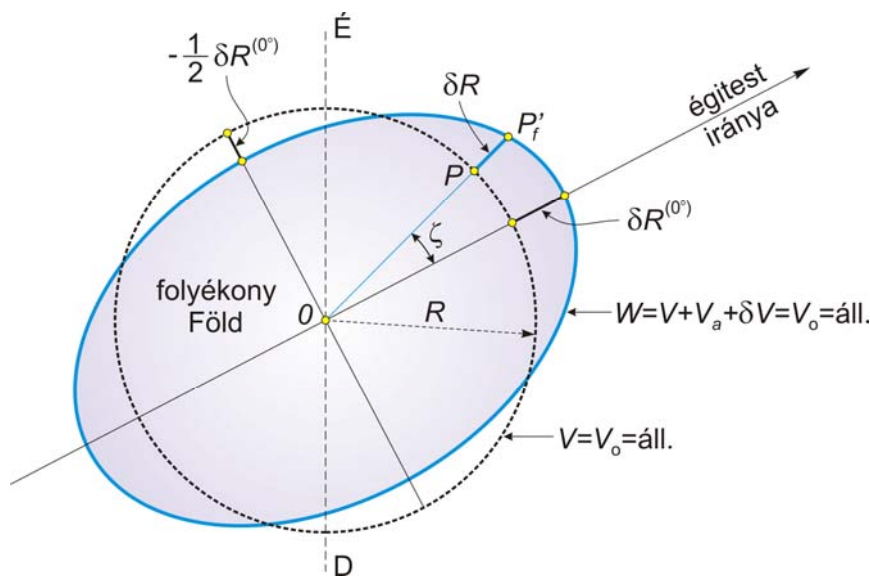
A vizsgálatokhoz itt is ugyanazokat az egyszerűsítő feltevéseket tesszük mint a merev Föld esetében – kivéve az *I.* pontot, mivel most a Földet teljesen folyékony halmazállapotú homogén tömegnek képzeljük.

Ebben az esetben a Föld alakja teljes mértékben és azonnal követi az erőtér megváltozását. Mivel az egyensúlyi állapotban levő folyadék szabad felszíne mindig a nehézségi erő potenciáljának szintfelülete, a földtömeg alakja az árapálykeltő erő hatására az eredeti gömb helyett az árapály-ellipszoidba megy át.

Folyadékszerűen viselkedő földtömeg esetében az árapálykeltő erő hatására a nehézségi erő potenciálfüggvénye:

$$W = V + V_a + \delta V$$

ahol V az eredetileg gömb alakú földtömeg vonzási potenciálja, V_a valamely égitest által keltett árapálykeltő erő potenciálja és δV a gömb alakú és az ellipszoiddá deformálódott földtömeg vonzási potenciáljának különbsége. A δV tehát tulajdonképpen a földtömeg alakváltozása, pontosabban a tömegátrendeződése által okozott potenciálváltozás.



3. ábra. Folyadékszerű földtömeg árapály-ellipszoidja

A Föld alakja ebben az esetben a

$$W = V + V_a + \delta V = V_0 = \text{áll.}$$

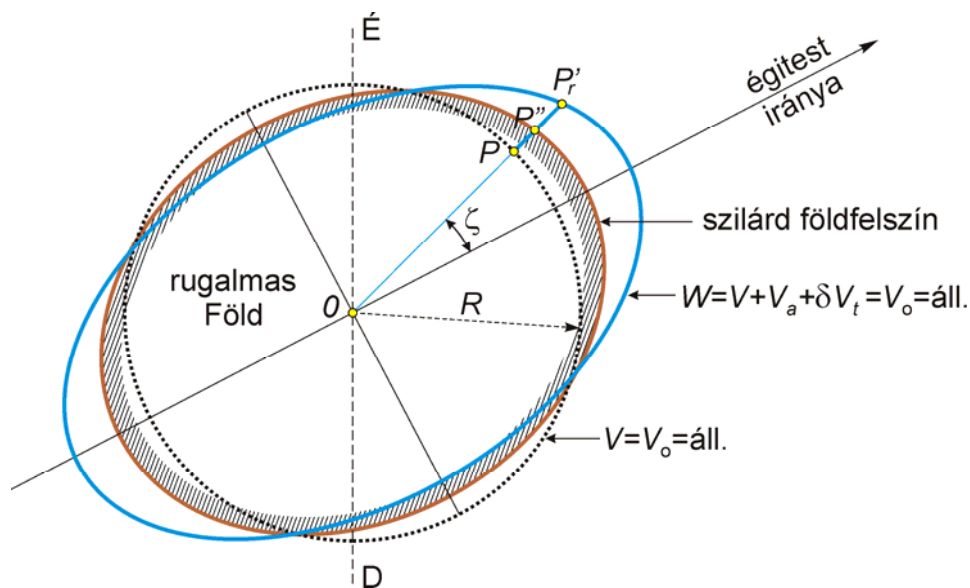
potenciálértékű szintfelület, a folyékony Föld 3. ábrán látható árapály-ellipszoidja.

A rugalmas földtömeg árapálya

A teljesen merev és a teljesen folyékony halmazállapotú földtömeg feltételezése csak két határeset, a valóságnak nyilvánvalóan egyik sem felel meg. A valóságos Föld a rövid periódusú erőhatásokkal szemben – amilyen az árapálykeltő erő is – szilárd, *rugalmas testként* viselkedik, így az erőtér változását alakjának rugalmas megváltozásával követi.

A vizsgálatokat most is azon egyszerűsítő feltevések mellett végezzük, mint a merev és a folyékony földtömeg esetében, – kivéve az *I.* számú feltételt, mivel most a valódi, rugalmas Föld árapályát vizsgáljuk és csak a homogenitást feltételezzük.

A valódi Föld esetében az árapálykeltő erő hatására az alakváltozás mértéke a földtömeg rugalmasságának fokától függ. Mivel a valódi földtömeg rugalmassága a két szélső eset, a merev és a folyadékszerűen viselkedő Föld határesetek között van, ennek megfelelően az *4. ábrán* látható módon a földtömeg deformációja a szintfelületek alakváltozásának mértékénél mindig kisebb. Ezért az alakváltozás után a rugalmas földtömeg felszíne már nem lesz szintfelület.



4. ábra. A rugalmas Föld árapály-ellipszoidja

Eredetileg a gömb alakú földtömeg felszínén a potenciál $V = V_o$. Az árapálykeltő erő hatására az *4. ábra* szerint a $V = V_o = áll.$ potenciálértékű szintfelület a P pontból a P' pontba tolódik; de ugyanakkor bizonyos mértékig a Föld felszíne is követi a változást és a földtömeg rugalmasságának megfelelően a P pontból a P'' pontba mozdul el. Így a korábban a P pontban levő megfigyelő az eredetileg $V = V_o$ potenciálértékű helyről a deformáció során a P'' pontba kerül, ahol a potenciál értéke W ($W \neq W_o$). A P'' pontban a W potenciál értéke nemcsak az árapálykeltő erő V_a potenciáljával különbözik a P pontbeli eredetileg V_o potenciál értékétől, emellett további két tényezőt is figyelembe

kell venni. Az egyik tag annak a következménye, hogy az árapálykeltő erő hatására a földfelszín a P pontból a P'' pontba tolódik, és így az itt levő megfigyelő $\delta\ell$ távolsággal távolabb kerül a Föld tömegközéppontjától, tehát az eredeti tömegvonzási erőterben

$$\delta V_\ell = -g\delta\ell \quad (13)$$

értékkel alacsonyabb potenciálértékű helyre kerül. Ugyanakkor – mivel a földtömeg deformációja anyagátrendeződéssel jár – az eredeti tömegeloszláshoz tartozó potenciáltér is megváltozik δV_t értékkel.

Végül is mindezek figyelembevételével rugalmas földtömeg esetén a potenciál-függvény:

$$W = V + V_a + \delta V_\ell + \delta V_t . \quad (14)$$

Ennek megfelelően a valódi Föld felszínén levő megfigyelő által észlelt potenciál-változás:

$$\delta W = W - V_0 = V_a + \delta V_\ell + \delta V_t \quad (15)$$

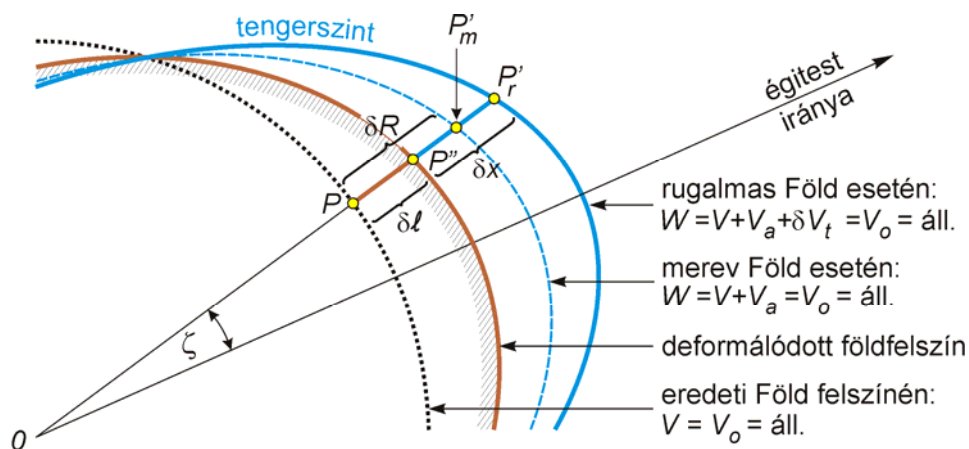
LOVE alapvető vizsgálatai szerint a földfelszín eltolódása miatt bekövetkező δV_ℓ és a Föld tömegátrendeződése miatt létrejövő δV_t potenciálváltozás arányosnak tekinthető az árapályt okozó erő V_a potenciáljával [65]. Ha az arányossági tényezőket h -val és k -val jelöljük, akkor:

$$\delta V_\ell = -hV_a \quad (16)$$

és

$$\delta V_t = kV_a \quad (17)$$

ahol a h és a k a földtömeg rugalmasságát jellemző ún. *Love-féle számok*.



5. ábra. A rugalmas Föld deformációja

A (3) és a (13) kifejezések felhasználásával, az 5. ábra jelöléseinek megfelelően (16) az alábbi szemléletesebb formában is felírható:

$$\delta\ell = h\delta R \quad (18)$$

Eszerint a Love-féle h szám megadja, hogy ugyanazon V_a potenciálváltozás esetén a *rugalmas* földtömeg felszíni alakváltozása hányad része a *merevnek* képzelt földtömeg szintfelülete δR eltolódásának. Az eddigiek alapján merev Föld esetében $h = 0$; míg rugalmas földtömeg esetében nyilvánvalóan $0 < h < 1$.

A Love-féle számok, valamint a (15) és a (2) felhasználásával valamennyi égitest hatását figyelembe véve tetszőleges földfelszíni pontban az árapálykeltő erők által létrehozott teljes potenciálváltozás:

$$\delta W = V_A + \delta V_\ell + \delta V_t = V_A(1 - h + k) \quad (19)$$

A Föld rugalmas alakváltozásának leírásához tehát ismerni kell a h és a k Love-féle számokat.

Teljesen merev Föld esetén láttuk, hogy a földfelszíni pontban a potenciálváltozás csupán V_A volt; rugalmas Föld esetén ugyanakkor a (19) szerint: $V_A(1 - h + k)$. Számítsuk ki a rugalmas és a teljesen merev Földre vonatkozó potenciálváltozás arányát:

$$D = \frac{V_A(1 - h + k)}{V_A} = 1 - h + k \quad (20)$$

A D tehát megadja, hogy a valódi rugalmas földtömeg alakváltozás utáni felszínén hányszor kisebb a potenciálváltozás, mint a teljesen merevnek képzelt földtömeg felszínén.

Ehhez hasonlóan, kiszámíthatjuk a rugalmas és a merev Földre vonatkozóan a nehézségi gyorsulás megváltozásának arányát is. A nehézségi gyorsulás merev Földre vonatkozó megváltozását a (10)-ben már korábban kiszámítottuk. A rugalmas Föld esetében az árapálykeltő erő miatti megváltozás:

$$\delta g = \frac{\partial V_A}{\partial R} + \frac{\partial \delta V_\ell}{\partial R} + \frac{\partial \delta V_t}{\partial R}$$

Ennek az első tagját már a (10)-ben meghatároztuk, de további átalakítással:

$$\frac{\partial V_A}{\partial R} = kM_E \frac{R}{r^3} (3 \cos^2 \zeta - 1) = \frac{2}{R} V_A \quad (21)$$

A második tag kiszámításához differenciáljuk a (13) összefüggést R szerint:

$$\frac{\partial \delta V_\ell}{\partial R} = -\frac{\partial g}{\partial R} \delta \ell$$

és a g helyére írjuk be a (8) kifejezést. Ekkor:

$$\frac{\partial \delta V_\ell}{\partial R} = 2k \frac{M_F}{R^3} \delta \ell = \frac{2}{R} g \delta \ell = -\frac{2}{R} \delta V_\ell = \frac{2}{R} h V_A \quad (22)$$

Végül levezetés nélkül közöljük, hogy a harmadik tag a

$$\frac{\partial \delta V_t}{\partial R} = -\frac{3}{R} k V_A \quad (23)$$

alakban fejezhető ki [66].

A (21), (22), (23) és a (2) összefüggések felhasználásával tehát a nehézségi gyorsulás megváltozása:

$$\delta g = \frac{2}{R} V_A + \frac{2}{R} h V_A - \frac{3}{R} k V_A = \frac{2}{R} V_A \left(1 - h + \frac{3}{2} k \right) \quad (24)$$

Határozzuk meg ezek után a rugalmas és a teljesen merev Földre vonatkozóan a *nehézségi gyorsulás megváltozásának arányát*:

$$G = \frac{\frac{2}{R} V_A \left(1 + h - \frac{3}{2} k \right)}{\frac{2}{R} V_A} = 1 + h - \frac{3}{2} k \quad (25)$$

A G megmutatja, hogy a valódi rugalmas földtömeg alakváltozás utáni felszínén hány-szor kisebb a nehézségi gyorsulás megváltozása, mint a teljesen merevnek képzelt föld-tömeg felszínén.

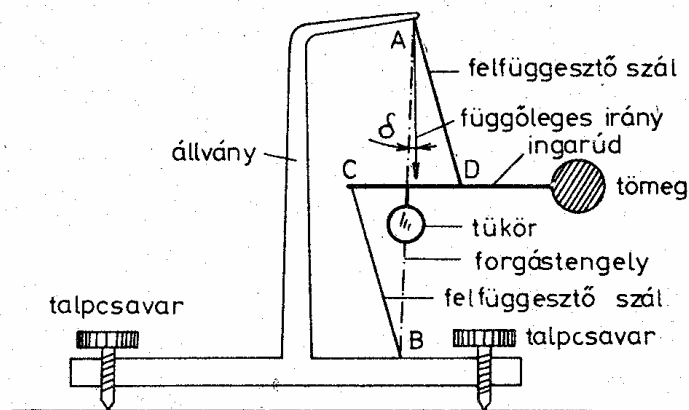
Az árapályhatás mérése

Az árapályhatás jellemzésére elsősorban a nehézségi gyorsulás és a függővonal irányának változása, a földkéreg rugalmas deformációja, valamint a potenciál-szintfelületek eltolódásának és elfordulásának mértéke alkalmas.

A nehézségi gyorsulás változása nagy érzékenyséű graviméterekkel (ún. *árapály-graviméterekkel*) mérhető. Ma már néhány igen nagy érzékenyséű graviméter (pl. Askania GS-15, LaCoste-Romberg, Heiland) megfelelő körülmények között a nehézségi

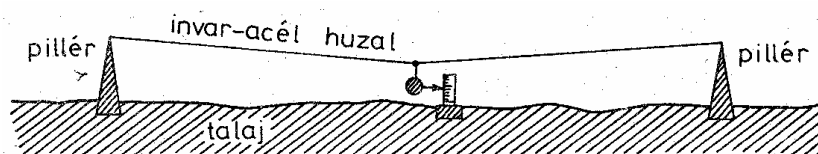
gyorsulásnak $10^{-8} m/s^2 (=1mGal)$ -nál kisebb változásait is képes kimutatni. Ha megfelelő állandó hőmérsékletű és rázkódásmentes helyiségben felállított graviméterrel hosszabb időn át folyamatosan regisztráljuk a nehézségi gyorsulás értékét, akkor bizonyos korrekciók (pl. a drift-hatás) figyelembevételére után megkapjuk a mérési pontban, tehát a valódi rugalmas földtömeg felszínén a nehézségi gyorsulásnak az árapálykeltő erők által okozott időbeli változását.

A függőleges irányának megváltozása (a potenciál-szintfelületeknek a Föld felszínéhez viszonyított elfordulása) legegyszerűbben a különféle *horizontális ingákkal* és az ún. tiltméterekkel (*dőlésmérőkkel*) mérhető [66]. Az 6. ábrán a horizontális ingák egyik jellegzetes típusát, a ZÖLLNER-féle horizontális ingát mutatjuk be. Az ingarudat és az ezen levő tömeget a C és a D ponton két torzloszál függeszti fel, illetve rögzíti. Az inga A és B ponton átmenő forgástengelyét a talpcsavarok segítségével úgy állítjuk be, hogy csaknem függőleges legyen (a függőlegessel az ábra síkjába eső irányban igen kicsi d szöget zárjon be). Az inga parányi elfordulásait az ingarúdra erősített tükör segítségével határozzuk meg úgy, hogy a tükörrre bocsátott és az onnan visszaverődő fénysugarat a 2.12. ábrán látható galvanométeres regisztráláshoz hasonlóan forgó dobbon elhelyezett fényérzékeny papírra vetítjük. A függővonal irányának változását – illetve a szintfelületek elfordulását – két egymásra merőlegesen, észak-déli és kelet-nyugati irányban elhelyezett ingával regisztráljuk.



6. ábra. A ZÖLLNER-féle horizontális inga

A földkéreg rugalmas deformációja az ún. *extenzométerekkel* (*strainméterekkel*) mérhető. Az árapályhatások regisztrálására használt extenzométer esetén két pillér közé invar-acélból készített huzalt feszítenek, amelynek a közepére az 7. ábrán látható módon súlyt függesztenek és ennek a súlynak a függőleges irányú elmozdulásait regisztrálják.



7. ábra. Invar-acélból készített extenzométer

A potenciál-szintfelületek eltolódásának mértéke a nagyobb vízfelületek (tengerek) partjai mentén elhelyezett ún. mareográfokkal (tengerszint-író készülékekkel) mérhető. A mareográfok a tengerek szintváltozásait mérő és regisztráló önműködő készülékek, amelyeket speciális parti megfigyelőállomásokon üzemeltetnek. A működésük alapelveivel a következő bekezdésben foglalkozunk.

Következtetések a Föld rugalmasságára

A földtömeg rugalmassága a h és a k Love-féle számokkal jellemezhető. A Love-féle számok azonban nem határozhatók meg közvetlenül, csupán az (20) és az (25) által definiált D és G mennyiségek mérhetők. Így viszont mivel

$$D = 1 - h + k$$

és

$$G = 1 + h - \frac{3}{2}k,$$

a két egyenletből a két keresett ismeretlen: a h és a k kiszámítható. A D meghatározása több egymástól független módszerrel lehetséges.

A legszemléletesebb eljárás a tengerszintek árapályának megfigyelésén alapul. Mivel az egyensúlyi állapotban levő folyadékok szabad felszíne mindig a nehézségi erőtér potenciáljának szintfelülete, ezért jó közelítéssel a tengerek felszíne is szintfelületnek tekinthető. Így ha a deformáció előtt a tengerszinten a potenciál értéke $V = V_0$, akkor ez a deformáció közben is ennyi marad, mivel a tengerszint együtt mozdul el a V_0 potenciál-értékű szintfelülettel. Így a tengerek felszínén állandóan – tehát a deformáció után is V_0 a potenciál értéke. (Mindez az 5. ábrán látható, ahol a tengerszint az árapálykeltő erő hatására az eredeti P pontból a P_r' pontban emelkedett, miközben a felszínén V_0 maradt a potenciál értéke.)

Ugyanakkor az (14) és (2) szerint az árapálykeltő erők hatására a már δl mértékben eltolódott földfelszíni P'' pontban a potenciál értéke:

$$W = V_0 + V_A + \delta V_\ell + \delta V_t$$

tehát a P'' és a P_r' pont közötti potenciálkülönbség:

$$\delta W = V_A + \delta V_\ell + \delta V_t = DV_A$$

Mivel az 5. ábra jelölései szerint a P'' és a P_r' pont között a nehézségi erő munkája:

$$\delta L = g \delta x = \delta W$$

ezért

$$g \delta x = D V_A$$

tehát:

$$D = \frac{g \delta x}{V_A} .$$

Mivel a V_A potenciál az (1) és az (2) összefüggés alapján az árapálykeltő égitestek helyzetének ismeretében kiszámítható, így adott g és δx értékek mellett a D értékét is meghatározhatjuk. A rugalmas földfelszín és a tengerszint (a potenciálfelület) egymáshoz viszonyított δx elmozdulása az előző bekezdésben említett tengerszintíró készülékekkel, az ún. *mareográfokkal* mérhető. A δx helyes értékének megállapításakor vigyázni kell azonban arra, hogy egyes tengerpartokon a tengerek felszíne nem csak az árapálykeltő erők hatására mozdul el - hanem amint már korábban említettük – ezt az elmozdulást különféle *rezonancia-jelenségek* megsokszorozhatják.

A D meghatározásának további lehetséges módszere pl. a függővonal elfordulásának mérésén alapul.

A Föld különböző helyein, különböző módszerekkel végzett mérések eredményei alapján a D legvalószínűbb értéke:

$$0.68 < D < 0.70$$

azaz a rugalmas Föld alakváltozás utáni felszínén a potenciálváltozás értéke csak kb. 2/3 része a merevnek képzelt földtömeg felszínén tapasztalható potenciálváltozás értékének.

Az így meghatározott D értékek szórása nagyobb, mint a mérésektől várható pontosság. Feltűnő, hogy pl. az európai mérések alapján a D értéke 0.72 körüli; míg pl. Kelet-Ázsiában általában 0.67 körüli értékek adódnak.

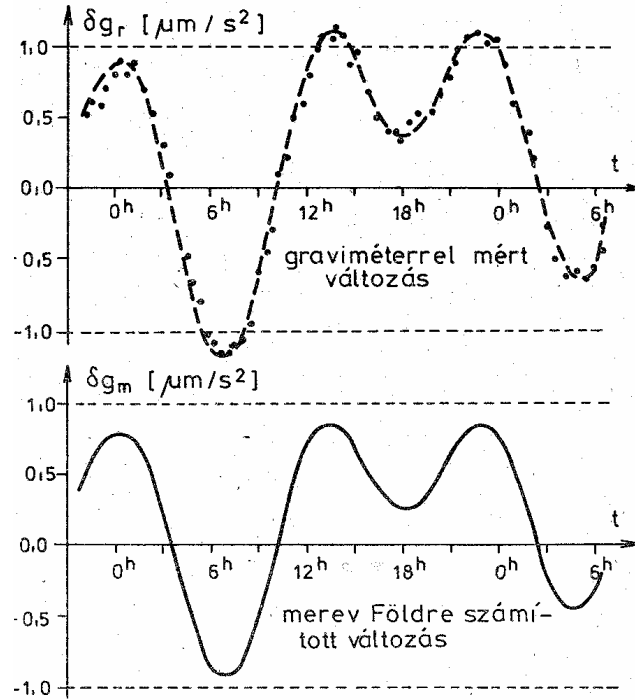
A G meghatározása a nagy érzékenységu graviméterek nehézségi gyorsulás mérési alapján a legegyszerűbb. Amint már említettük az árapály-graviméterekkel folyamatosan regisztrált és a megfelelő javításokkal ellátott nehézségi gyorsulás mérésekből meghatározható a megfigyelési pontban (a valódi rugalmas földtömeg felszínén) a nehézségi gyorsulásnak az árapálykeltő erők által okozott időbeli változása. (Ilyen görbét láthatunk az 8. ábra felső részén.) Emellett az árapálykeltő égitestek helyzetének ismeretében ki is számíthatjuk és a mérés időtartamára az 8. ábra alsó részén látható formában grafikusán ábrázolhatjuk a merevnek tekintett Föld felszínén is a nehézségi gyorsulás időbeli változását. A (25) szerint a G érték a két görbe azonos időpontokhoz tartozó ordinátáinak hányadosa:

$$G = \frac{\delta g_r}{\delta g_m}$$

A jelenleg rendelkezésre álló mérési eredmények alapján a G legvalószínűbb értéke:

$$1.16 < G < 1.17$$

azaz a merev Föld felszínén a nehézségi gyorsulás megváltozása kb. 6/7 része a rugalmas Föld felszínén mérhető megváltozásnak.



8. ábra. A nehézségi gyorsulás változása a rugalmas és a merev Föld felszínén

A Föld felszínén különböző helyeken és a különböző árapályhullámokra meghatározott G értékek – a D értékekhez hasonlóan – eltérnek egymástól. Ennek oka mindkét esetben a Föld belső szerkezetében, a földtömeg inhomogenitásában keresendő. Éppen ez ad lehetőséget arra, hogy az árapálykeltő erők megfigyelési adatainak felhasználásával ellenőrizzük a Föld belső szerkezetére vonatkozó más módszerekkel meghatározott adatok helyességét.

A D és a G jelenleg ismert legmegbízhatóbb számértékei alapján a Love számok legvalószínűbb értéke:

$$0.59 < h < 0.61$$

$$0.29 < k < 0.31 .$$

Mindezek ismeretében kiszámítható, hogy a földkéreg árapálymozgása dm nagyságrendű. Ennek egyik fontos következménye a magasságmeghatározásokkal kapcsolatos. A nagyszabotosságú szintezések pontossága azon a határon van, hogy a mérések feldolgozása során az árapálykeltő erők által előidézett kéregmozgásokat már több helyen figyelembe veszik.