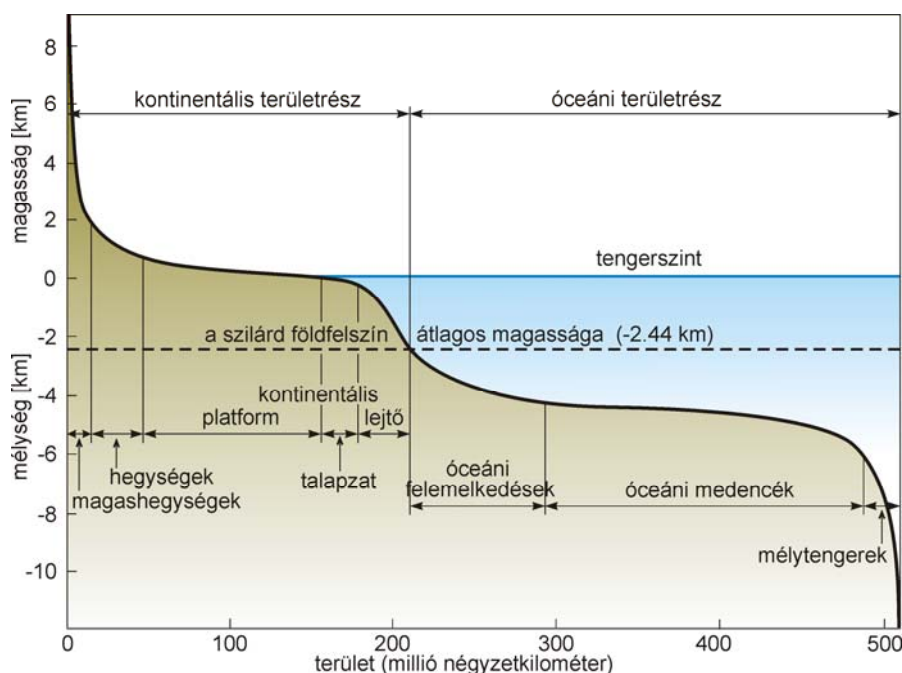


OCEANOGRÁFIA (A VÍZFELSZÍN TOPOGRÁFIÁJA, TENGERRÁMLÁSOK, TENGERRENGÉSEK)

Az oceanográfia az óceánok és a tengerek fizikai-geofizikai, geológiai, kémiai és biológiai foglalkozó tudomány.

Geofizikai szempontok szerint a Föld felszíne három fő egységre osztható: a *kontinentális területekre*, az *óceáni területekre* és a *partmenti tengerek területére*.

Az óceáni területek óceáni medencékre, óceáni hátságokra és mélytengeri árkokra oszthatók. Az 1. ábrán a tengerszint feletti magasságok és a tengerszint alatti mélységek területi eloszlását mutatjuk be. Az ábrán látható, hogy Földünk felszínének csaknem $\frac{3}{4}$ -ed részét víz borítja.



1. ábra. A földfelszín magasságainak területi eloszlása

- ♦ Az óceáni területek legnagyobb részét az *óceáni medencék* alkotják. Átlagos mélységük 4800 m; a viszonylag sima felületüket a jellegzetes óceáni "csatornák" (kanyonok) és a vulkáni eredetű óceáni hegyek teszik változatossá. Igen kicsi, 10-15 km-es kéregvastagsággal és a kontinentális kéreg felső gránitos részének teljes hiányával jellemezhetők. Általában a hőáramuk normális, a gravitációs Faye-anomáliák gyengén negatívak, szeizmikus szempontból gyakorlatilag inaktívak. Feltűnő, hogy az óceáni medencék kőzetei rendkívül fiatalok, sehol sem idősebbek 200 millió évesnél.

- ♦ Az *óceáni hátságok* általában az óceánok középvonala mentén húzódnak, mintegy 60000 km hosszúságú, több száz km széles és az óceáni medencék 4800 m-es átlagos mélysége fölé 2000-3000 m-rel kiemelkedő hatalmas, összefüggő képződmé-

nyek. A hátságrendszer vonulatait számos, rá merőleges törés (ún. transform vetődés) szabdalja szét. A hátságok jellemzői az erős szeizmikus tevékenység – de csak kizárólag kis mélységben kipattanó földrengésekkel – a bazaltos vulkáni tevékenység, a hátság gerincvonalával párhuzamos mágneses anomaliasávok, a magas hőáram, a pozitív gravitációs Faye-anomáliák, a rendellenes kéregszerkezet és a kőzetek feltűnően fiatal kora. Legjelentősebb tagjai: a Közép-Atlanti-, a Csendes-óceáni (Pacifikus-), és az Indiai-hátság.

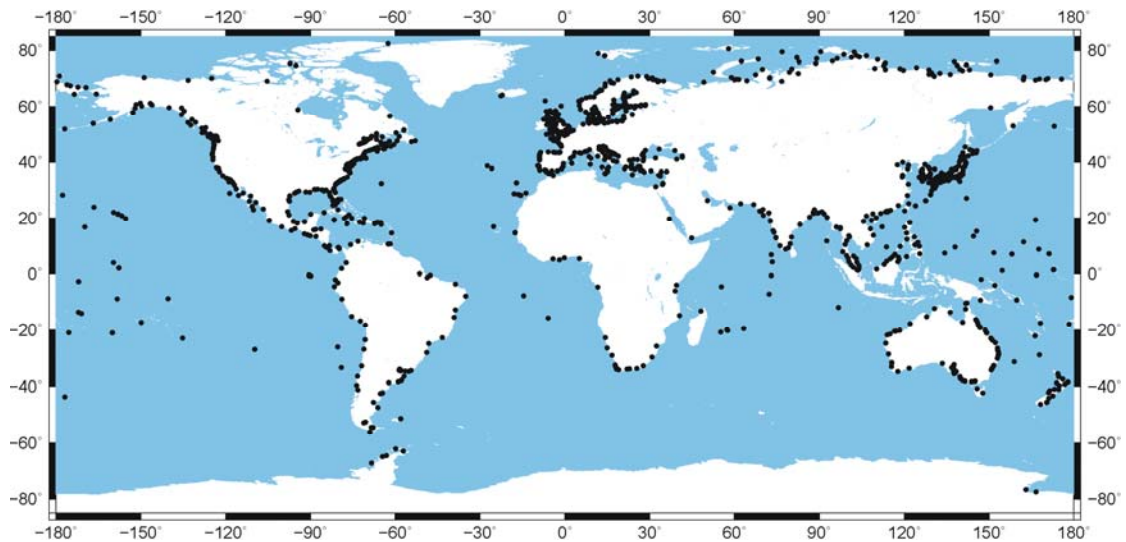
♦ *A mélytengeri árkok* az óceáni medencék átlagos szintjénél 2000-6000 m-rel mélyebben fekvő, hosszú, keskeny képződmények. Legfőbb jellemzőjük az igen erős szeizmikus aktivitás. Területükön a sekély, a közepes és a nagy fészekmélységű földrengések egyaránt előfordulnak, a kipattanó földrengések hipocentrumai szabályos sávok mentén (az ún. Benioff-övekben) rendeződnek el. Emellett feltűnő még a rendellenes kéregszerkezet, a vékony negatív Faye-anomália sávok és az igen alacsony hőáram értékek. A legmélyebb árkok a Csendes-óceán partvidékén és a Melanéziai szigetív mentén található. Közismertebb tagjai az Aleuti-, a Kurill-, a Japán-, a Mariana-, a Fülöp-, az Újhebridák-, és a Tonga-Kermadec-árok; valamint a Csendes-óceán keleti partvidéke mentén a Peru-Csillei-, és a Közép-Amerikai-árok, az Indiai-óceánban levő Jáva-árok és az Atlanti-óceánban levő Puerto Ricoi-árok.

A harmadik fő szerkezeti egység a **partmenti tengerek** (az ún. ívközi medencék) területe. Ennek két típusa van: az egyiket kontinensek fogják közre (ilyenek a Földközi- és a Karib-tenger), a másikat szigetívek választják el a nyílt óceántól (ilyenek a Bering-, az Ohotszki-, a Japán-, a Mariana-, a Dél-Kínai-, a Korall-, és a Tasmán-tenger). A két típus elsősorban geológiai felépítésében különbözik egymástól, közös jellegzetességük viszont az, hogy ezek tektonikai szempontból Földünk legaktívabb területeihez csatlakoznak, ezért erős földrengések és heves vulkáni tevékenység jellemzi őket.

Geodéziai szempontból kiemelten fontos az óceánok felszínének pontos ismerete, mivel a gyakorlatban a geoid feletti (általános szóhasználattal a „tengerszint feletti”) magasság fogalmát használjuk. A Föld elméleti alakja, a *geoid* a földi nehézségi erőternek egy idealizált potenciálfelülete, amely potenciálértéke megegyezik az átlagos és közepes tengerszintek magasságában lévő potenciálértékkel.

Sajnos az óceánok és a tengerek felszíne nem szabad folyadékfelszín, ezért a felületük sem potenciálfelület, ugyanis a nehézségi erőteren kívül más erők is hatnak a víztömegekre. A nehézségi erőn kívül ható szélnyomás, a változó légnyomás, a vízben lévő hőgradiens és sótartalom változása miatt a tengerek felszíne több méterrel is eltér a potenciálfelülettől, ráadásul a globális felmelegedés következtében folyamatosan emelkedik is a világóceánok szintje.

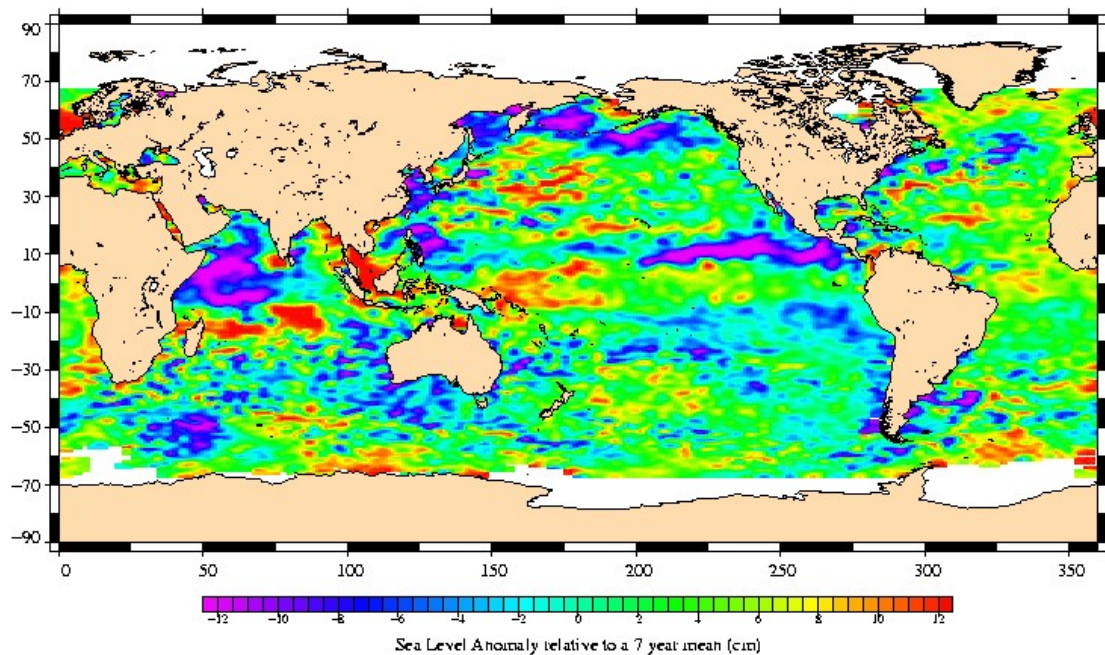
A tengerek felszínének változásait a már több mint 100 éve működő mareográfok regisztrálják. Ezeket korábban az árapály mozgások vizsgálatára hozták létre. 1933-tól a Középtengerszint Állandó Szolgálat (PSMSL) elnevezésű nemzetközi szervezet feladata a mareográfok globális hálózata (2. ábra) alapján nyert tengerszintadatok gyűjtése, közzététele, elemzése és értelmezése. A szolgálat adatbázisa több mint 190 nemzeti szervezet keretében üzemelő több mint 1750 mareográf havi és éves középtengerszint-értékét tartalmazza. A PSMSL adatbázisát oceanográfusok, éghajlatkutatók, geológusok és geodéták széles köre használja elsősorban tudományos vizsgálatok céljára.



2. ábra. A tengerszint-regisztráló mareográf állomások globális hálózata

Az űrtechnika fejlődésével az utóbbi két évtizedben lehetővé vált altiméteres mérésekkel néhány cm-es pontossággal meghatározni a tengerek felszínének alakját, sőt ez a műholdas technika már a szezonális változások kimutatására is alkalmas. A világ óceánjaira vonatkozó néhány cm pontosságú folyamatos méréseket először az 1996-ban felbocsátott *Topex/Poseidon* szolgáltatta, majd 2001-től a *Jason-1*, illetve 2008-tól a *Jason-2* műholdak szolgáltatják. Ezen kívül fontosak az *Envisat* és az *ERS-1*, *ERS-2* mérései is. Az altiméteres mérések alapelve igen egyszerű, a műholdakon különböző frekvenciákon működő radar-magasságmérő működik, amivel a kibocsátott és az óceán felszínéről visszaverődött hullámok terjedési idejének méréséből határozható meg a műhold vízszint feletti magassága, - miközben több egymástól független módszerrel (GPS, DORIS rendszer) folyamatosan meghatározzák a műhold pozícióját (magasságát és helyzetét).

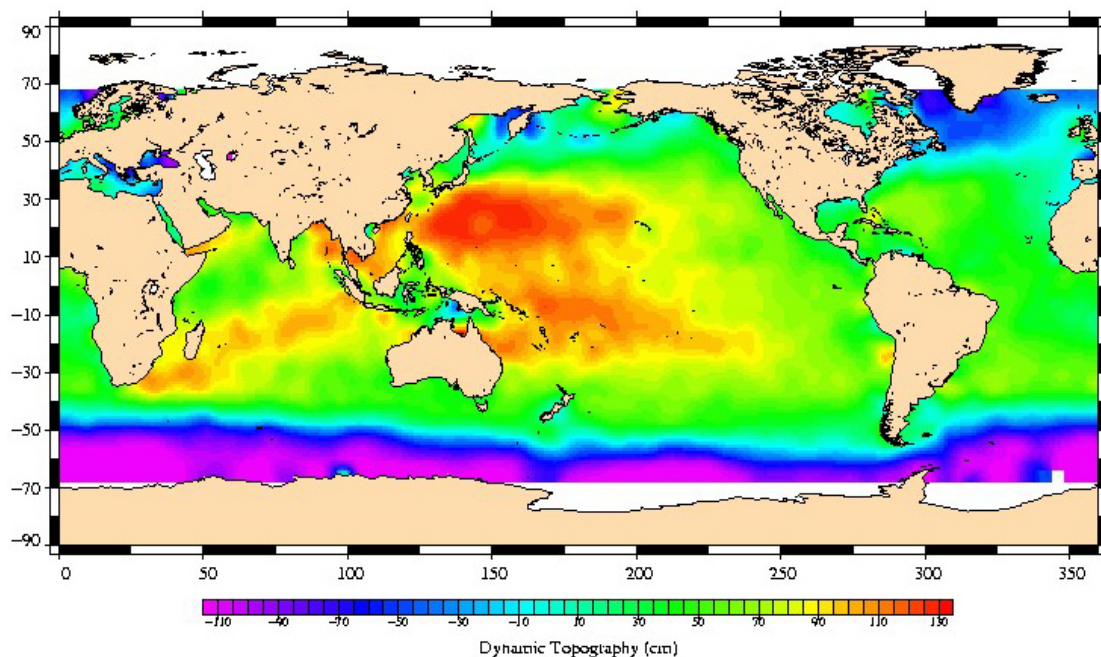
TOPEX/Poseidon, cycle 414
 Period : 10/12/2003 – 20/12/2003



3. ábra. Tengerszint rendellenességek 2003. dec. 10 és dec. 20. közötti periódusban

Az altiméteres mérésekkel lehetőség van a pillanatnyi tengerszintnek az ellipszoidhoz viszonyított magasságát (Sea Surface Height =*SSH*) megadni, vagy az ún. *tengerszint-rendellenességeket* (3. ábra) (a megfigyelt pillanatnyi- és a középtengerszint közötti különbséget)-, vagy az ún. *dinamikus topográfiát* (4. ábra) (a pillanatnyi tengerszintnek a geoidhoz viszonyított eltéréseit) meghatározni.

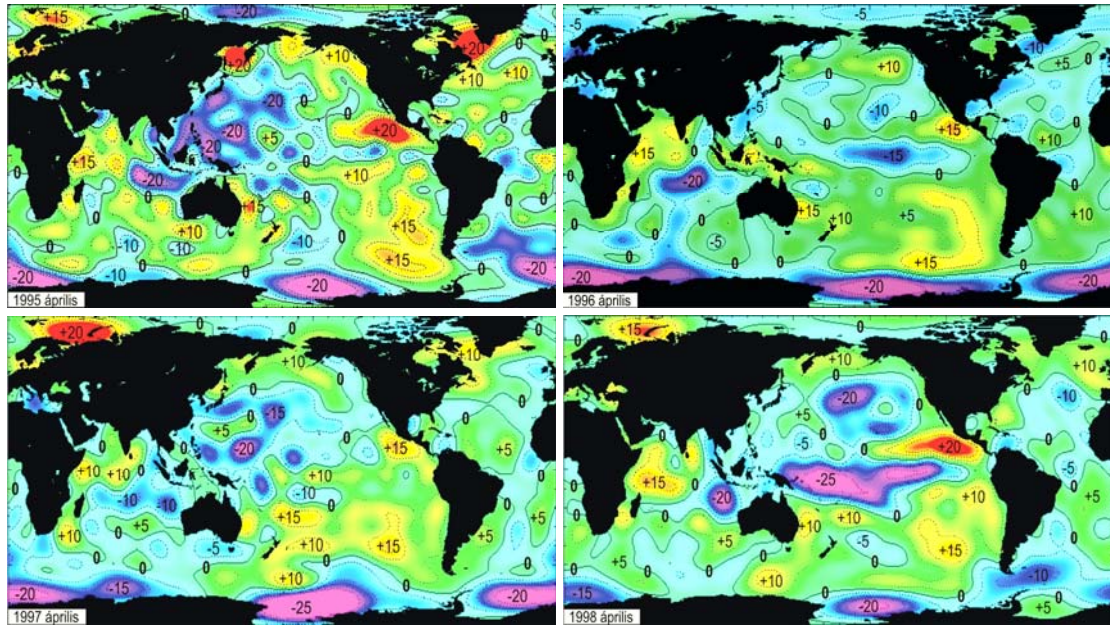
TOPEX/Poseidon, cycle 414
Period : 10/12/2003 – 20/12/2003



4. ábra. Dinamikus topográfia 2003. dec. 10 és dec. 20. közötti periódusban

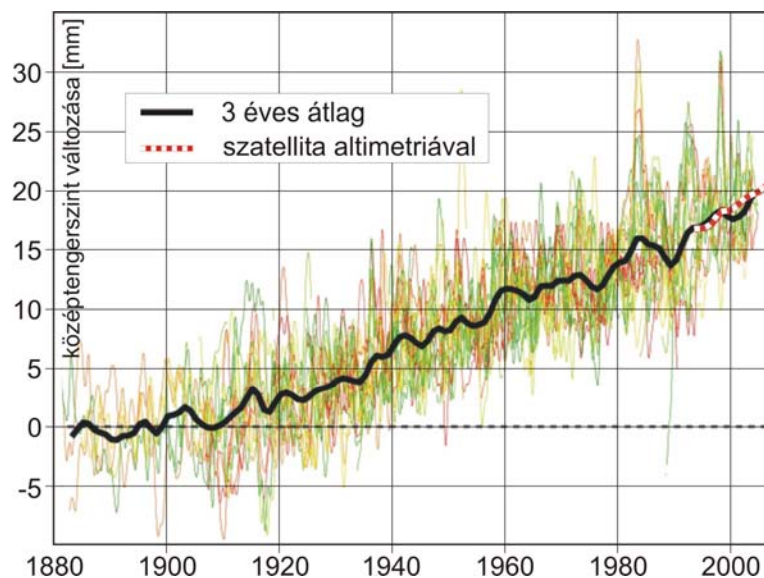
Érdekes és fontos a tengerfelszín topográfiájának rövid periódusú nem árapály jellegű időbeli változásait vizsgálni. Erre kiváló lehetőséget teremtenek az *ERS-I,2* műholdak altiméteres mérései, amelyekből a tengerfelszín topográfiájának a középtengerszinthez viszonyított változása határozható meg és ábrázolható különböző időtartamokra átlagolt izovonalas térképek formájában (pl. 1995 áprilisa és 2003 júniusa között havi bontásban: <http://nng.esoc.esa.de/ers/alti.html>). A mérési adatok előzetes feldolgozása során az árapály-hatást és a légnyomás-változás hatását korrekcióként eltávolították, az így kapott javított adatok tehát a tengerfelszín topográfiájának nem modellezett rövidebb idejű, szezonális és egyéb változásait tükrözik. A rendelkezésre álló adatok alapján az 1995 és a 2003 közötti időszakban 97 ilyen ábrán tanulmányozható havi bontásban valamennyi óceán- és tengerfelszín topográfiájának időbeli változása.

Az 5. ábrán példaként az 1995, 1996, 1997 és 1998 áprilisára megszerkesztett izovonalas képeken követhető nyomon a tengerfelszín topográfiájának 12 hónaponkénti változása. Már ezen a négy képen is jól lehet látni a változások jellegét és mértékét. A vizsgált adatokon egyértelműen látszik az éves periódusú szezonális hatás, a változások nagyságrendje a vizsgált időtartam alatt mintegy ± 20 cm. Ugyanakkor éppen az 5. ábra mutatja, hogy egyéb jelentős nem szezonális hatások is jelentkeznek legalább ± 10 cm nagyságrendben.



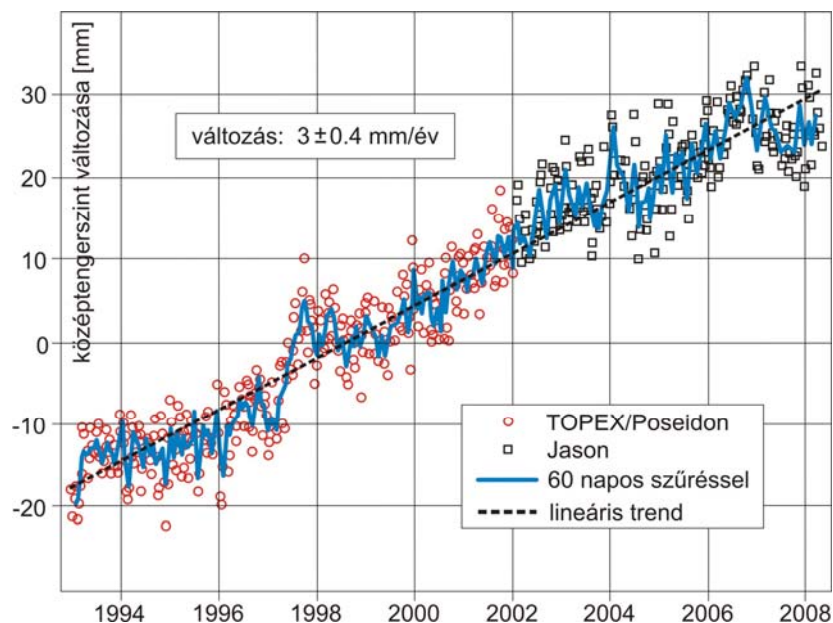
5. ábra. A tengerfelszín topográfiájának változása 1995 és 1998 között az ERS-1,2 műholdak mérései alapján

Hasonlóképpen érdekesek az óceánok vízszintjének hosszabb idejű változásaira vonatkozó vizsgálatok eredményei. A 6. ábrán 1880-tól napjainkig a teljes Földet többé-kevésbé jól lefedő, összesen 23 geológiailag stabil helyen működő (nem lemezhatárokon lévő, tektonikailag nyugodt, izosztikus egyensúlyi állapotú) árapály regisztráló készülék regisztrátumai alapján megszerkesztett görbe látható. A kiválasztott mérőhelyek ([Auckland](#) 1903-2000, [Balboa](#) 1908-1996, [Brest](#) 1807-2000, Buenos Aires 1905-1987, [Cascais](#) 1882-1993, [Cristobal](#) 1909-1980, [Dunedin](#) 1900-1998, [Fernandina](#) 1897-2003, [Genova](#) 1884-1997, [Honolulu](#) 1905-2003, [Key West](#) 1913-2003, [Lagos](#) 1908-1999, [La Jolla](#) 1924-2003, [Lytelton](#) 1924-2000, [Marseille](#) 1885-2000, [Cornwall](#), 1915-2003, [Pensacola](#) 1923-2003, [Quequen](#) 1918-1982, [San Diego](#) 1906-2003, [San Francisco](#) 1854-2003, [Santa Cruz de Tenerife](#) 1927-1990, [Santa Monica](#) 1933-2003, [Trieste](#) 1905-2001) mindegyike legalább 60 éves adatsorral rendelkezik. A mérések alapján az 1900-as képzeletbeli 0 szinthez képest 2000-ig a globális tengerszint mintegy 18.5 cm-es emelkedése tapasztalható.



6. ábra. A tengerszint globális emelkedése mareográf mérések alapján

A 6. ábrán látható görbéhez jól illeszkedik a Topex/Poseidon majd a Jason-1 és a Jason-2 műholdak radar altiméteres mérései alapján az utóbbi 15 évre vonatkozó néhány cm-es pontossággal meghatározott kép. Ezen mérések szerint jelenleg a tengerszint évente közel 3 mm-es globális emelkedése tapasztalható. Ezt láthatjuk a 7. ábrán (a felhasznált adatokban az évszakos hatás nem szerepel).



7. ábra. A tengerszint globális emelkedése altiméteres mérések alapján

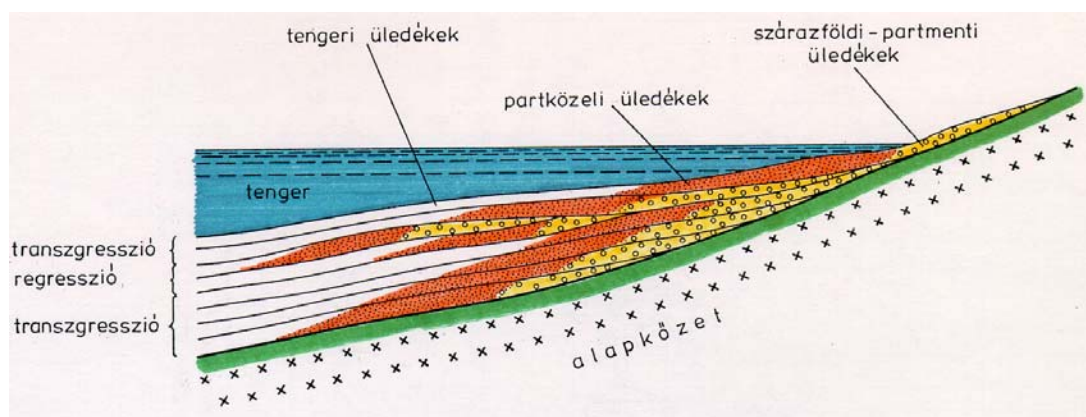
A földtörténeti korokra kiterjedő globális tengerszintváltozásokkal az eusztaZIA foglalkozok. (Az *eusztaikus tengerszint-változás*, röviden az *eusztaZIA* fogalma alatt a világoceánok felszínének regionális illetve globális állapotváltozásait értjük.)

Az eusztaikus tengerszint-változások legfőbb okozója a földi klíma geológiai idők során bekövetkező megváltozása, emellett azonban tektonikai okok és a nehézségi erőtér megváltozása, vagyis a geoid-alak módosulása is szerepet játszik a tengerszint-ingadozásokban. A geodézia egyik fontos megválaszolásra váró kérdése, hogyan változott a geoid-alak, illetve a földi nehézségi erőtér a földtörténeti korok során.

Az egykori tengerszint-változások dokumentumait a tengeri üledékes rétegek rögzítik. A Földön bizonyos helyszíneken megfigyelhető, hogy a geológiai rétegsorok ugyanazon helyen váltakozó sorrendben tartalmazzák a tengeri (sósvízi) és a szárazföldi (édesvízi) élőlények maradványait. Ilyen rétegsorok csak úgy keletkezhetnek, hogy a tengerek szintje az időben jelentősen változik, időnként hatalmas területek kerülnek víz alá, majd válnak ismét szárazulattá.

Valamely kéregréteg lassú süllyedésének vagy emelkedésének a legjobb mércéje a tengerszint változása. Süllyedéskor a tenger fokozatosan előnti a szárazföldet – ez a *transzgresszió*, míg kiemelkedéskor visszahúzódik róla – ez a *regresszió*. A megfigyelések szerint a tenger előnyomulások (transzgressziók) és visszahúzódások (regressziók) részben lokális jelenségek, részben pedig az egész Földre kiterjedő hatalmas méretű, egyidejű változások. A 8. ábrán olyan elvi transzgressziós-regressziós réteg-

sort mutatunk be, amely tengerszint emelkedés – esés – emelkedés ciklus során képződik. Az üledékképződés a hely függvénye, mivel más típusú üledékek képződnek a tengerszint alatt vízzel fedett területeken, mások a partközeli és megint más típusúak a szárazföldi partmenti területeken. A tengerszint-változás időbeli lefolyását végiggondolva az 1. ábrán látható, hogy a tengerszint emelkedése során a transzgressziós fázisban, a mélyebb-tengeri – partközeli – szárazföldi-partmenti üledékek sora az egymásra település során egyre inkább a szárazföld felé tolódik. A regressziós fázisban a tengerszint süllyedésével az üledékképződés helye is megváltozik és visszafelé, a tenger irányába tolódik el, majd újabb emelkedéssel ismét a szárazföld felé helyeződnek az egymásra települő üledékrétegek.

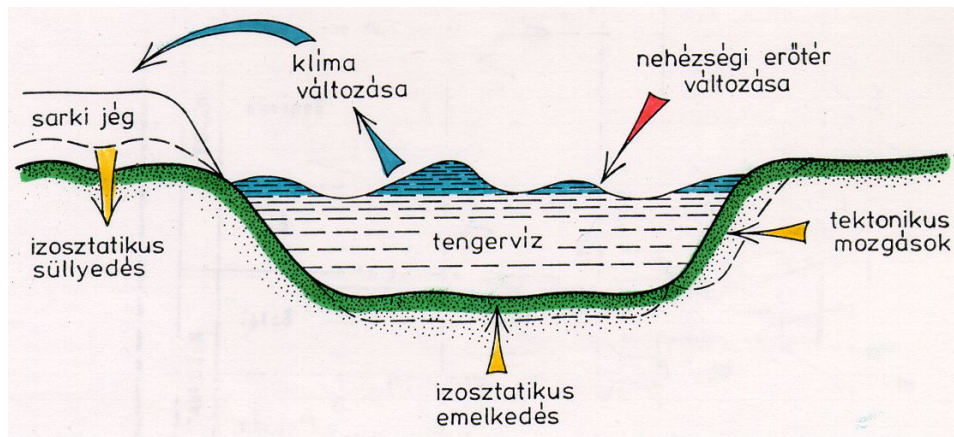


8. ábra. Transzgressziós – regressziós rétegsorok keletkezése

A tengerszint-változások kimutatása tehát a transzgressziós és a regressziós rétegsorok felderítésén és vizsgálatán alapul. A transzgressziós és regressziós rétegsorok jelenlétéből azonban még nem következik az, hogy egy kontinentális perem valamely részén kimutatott tengerszint-változás eusztatikus jelenség lenne, hiszen bizonyítani kell azt, hogy az észlelt változás regionális, vagy globális jellegű. Ehhez nagy mennyiségű mérési anyagra és pontos kormeghatározásokra van szükség.

A vizsgálati módszerek pontosságának jelentős növekedésében áttörést hozott a szeizmikus sztratigráfia alkalmazása. Ennek az a lényege, hogy néhány kutatófúrás alapján szeizmikus módszerek alkalmazásával meghatározzák a rétegsorok pontos helyzetét és kőzetanyagát, majd radioaktív kormeghatározással az egyes rétegek korát. Az utóbbi néhány ezer éves korok meghatározására legpontosabb a $C14$ (radio-karbon) módszer; a régebbi korok meghatározására pedig más, hosszabb felezésiidejű radioaktív anyagokat használnak.

Valamely tetszőleges tengerparti pontban a parthoz viszonyított relatív tengerszint-változás a 9. ábrán szemléltetett módon, a tengerfelszín és a tengerpart igen bonyolult relatív elmozdulásaként értelmezhető. Egyrészt megváltozhat a kérdéses szárazföldi pont abszolút magassága pl. a helyi üledékes kőzetek tömörödése (kőzetkompakció) következtében, vagy pl. a helyi (vagy a globális) vertikális kéregmozgás miatt; de ugyanakkor megváltozhat a tengerszint abszolút magassága is helyi meteorológiai, hidrológiai, vagy oceanográfiai okok következtében. Mindezek mellett, megváltozhat a tengerfelszín magassága eusztatikus okok miatt is.

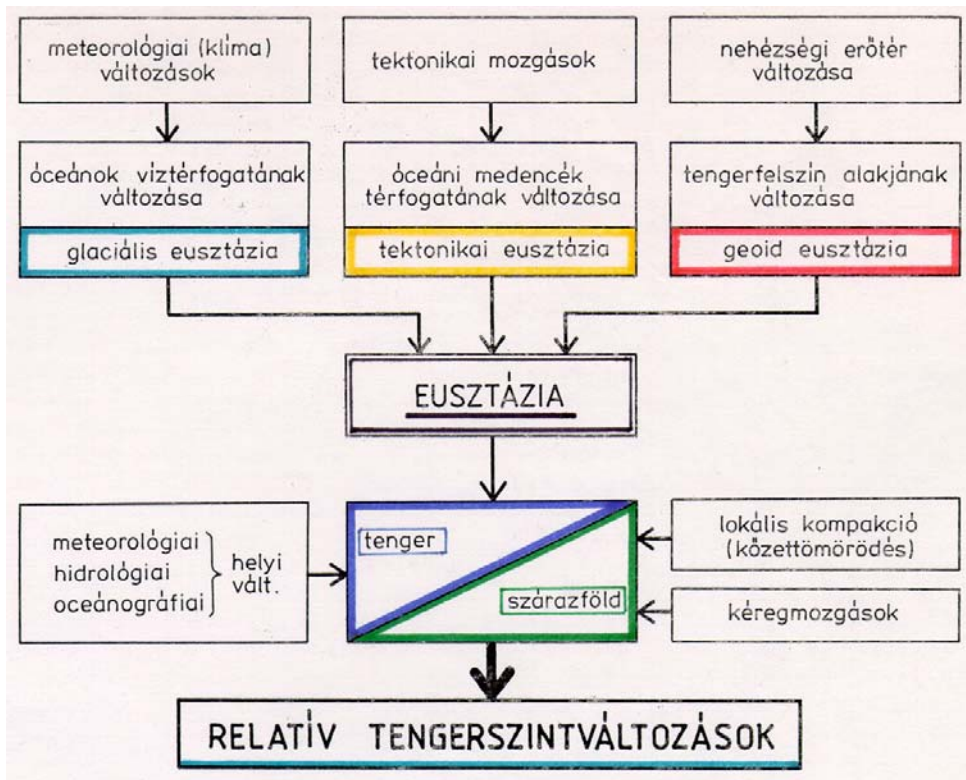


9. ábra. Az eusztázia és a relatív tengerszint-változások összetevői

Az eusztatikus változások kiterjedésüket tekintve lokálisak, regionálisak és globálisak lehetnek. Az egész Földre kiterjedő vagyis globális tengerszint-változások egyidejűleg következnek be.

A globális tengerszint-változások lehetséges okait a 10. ábrán látható modellen szemléltetjük összefoglalva. A relatív tengerszint-változások modelljében a világtengereket egységesen olyan rugalmas falú, nyitott edényben elhelyezkedő folyadéknak tekinthetjük, amelynek a felszíne jó közelítéssel szabad folyadékfelszín. (A szabad folyadékfelszín a nehézségi erőter potenciáljának szintfelülete.)

Az eusztatikus tengerszint-változásoknak három különböző összetevője lehetséges: a glaciális-, a tektonikai- és a geoid-eusztázia.



10. ábra. A világtengerek felszín-változásának modellje

A *glaciális eusztázia* oka a Föld klímájának markáns megváltozása, aminek következtében a Földön a tengervíz, és a sarki területeken felhalmozódott jég aránya lényegesen megváltozhat. Hideg klímaviszonyok, jégkorszakok esetén a sarki jég mennyisége növekedik meg a tengervíz rovására; meleg klímaviszonyok mellett viszont a sarki jégsapkák elolvadásával a tengervíz mennyisége növekedik meg számottevően. Ezek a hatások a rugalmas falú edény esetében úgy szemléltethetők, hogy az edényből víz kivétellel vagy víz hozzátöltéssel változtatjuk meg a vízszint magasságát. Egyes számítások szerint a mai jégsapkák elolvadása legalább 40-50 méterrel megemelné a világtengerek szintjét. A jégkorszakok és az ezeket követő meleg időszakok váltakozása magyarázza pl. az eocén-oligocén határán vagy pl. a miocén végén tapasztalt tengerszint-süllyedéseket és emelkedéseket.

A *tektonikai eusztázia* oka a tektonikai folyamatokban, a Föld hatalmas tektonikai mozgásaiban rejlik. A Föld tektonikai fejlődése során megváltozhat az óceáni medencék térfogata és alakja, de ugyanez történik a jégképződés során is, mivel az izosztikus egyensúlyi állapot elérésére irányuló mozgás is megváltoztatja az óceáni medencék térfogatát. Egyszerű modell esetében a tektonikai eusztázia úgy szemléltethető, hogy az "edény" falának deformációja okozza a tengerszint-változásokat. Ez a hatás a legmarkánsabban a júra és a kréta időszak során jelentkezik. A júra elején kezdődött meg a korábban meglévő egyetlen szuperkontinens a *Pangea* feldarabolódása. Ez a kontinensperemek hosszának gyors növekedésével, valamint az óceáni hátságok kialakulásával járt. Mindkét hatás csökkentette az óceánok térfogatát és ezáltal a júra kezdetétől a kréta végéig tartó fokozatos tengerszint-emelkedést hozott létre. Mivel a világtengerek egyetlen hatalmas "edényt" alkotnak, így a regionális tektonikai hatások globális változásokat eredményeznek.

A *geoid-eusztázia* oka a földi nehézségi erőter időbeli változása. Mivel a geoid az árapályhatástól megfosztott nehézségi erőter potenciáljának egy bizonyos szintfelülete (a tengerek és az óceánok területén jó közelítéssel a közepes vízfelszín alakja), ezért a nehézségi erőter bármilyen megváltozása a geoid megváltozását, vagyis a tengerfelszín kisebb-nagyobb mértékű torzulását, változását eredményezik. A geoid-eusztáziának megfelelő tengerszint-változások a Föld különböző helyszínein különböző nagyságúak, sőt nem is egyforma elöljelűek.

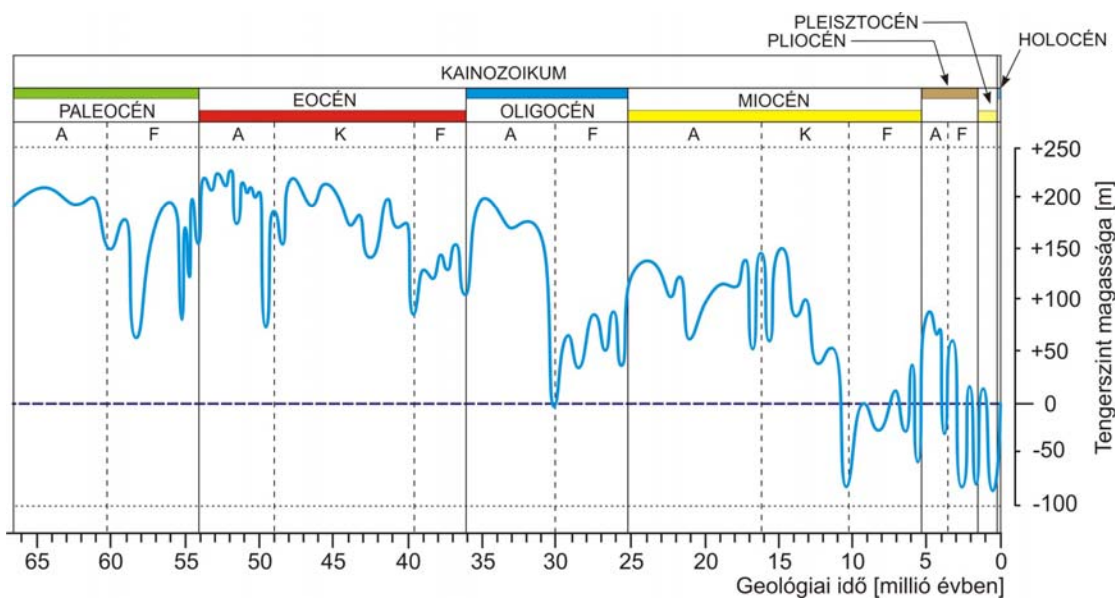
A glaciális-, a tektonikai- és a geoid-eusztázia természetesen együtt nyilvánul meg, a megfigyelt tengerszint-változások ezen hatások szuperpozíciójának eredményei. Most geodéziai szempontból minket csupán a geoid-eusztázia érdekel, tehát alapvető célunk a különböző hatások szétválasztása, a nehézségi erőter időbeli változása és a tengerszint-mozgások kapcsolatának megismerése.

Az eusztatikus jelenségek vizsgálatához legfontosabb adatforrás az egyik amerikai kőolajkutató vállalat földtani kutatásainak eredménye. A földtani vizsgálatok során tengeri szeizmikus szelvényeket készítettek, amelyek értelmezése során figyelembe vették a fúrási anyag feldolgozásakor meghatározott koradatokat is. Üzleti okok miatt azonban a kutatóknak nem volt engedélyük a következtetéseiket alátámasztó szeizmikus anyag publikálására, mindössze az ezek alapján meghatározott globális tengerszint-változási görbéket, az ún. *Vail-görbét* közölték, amelyek emiatt korábban heves szakmai viták keresztüzébe kerültek.

A triásztól a jelenig terjedő időszakra vonatkozó újabb tengerszint-változási görbéket 1987-ben *Haq, Hardenbol és Vail* publikálták először, és a világ különböző részein lévő olyan feltárásokat használták fel hitelesítésre, melyek mindenki számára hozzáférhetők. Ezek a globális eusztatikus tengerszint-változási görbék napjainkban

már többé-kevésbé elfogadott adatrendszert alkotnak, és rendelkezésre állnak egészen a felső perm korig visszamenően; – tehát a teljes mezozoikumra és a kainozoikumra. A görbék szerkesztéséhez a világ valamennyi óceáni partvidékén végzett mérések adataiból képzett átlagértékeket vették figyelembe. A bemutatott euszatikus változások megbízhatósága meglepően jó, a hiba mindössze néhány méter nagyságrendű. A 11. ábrán példaként a kainozoikumra vonatkozó görbét mutatjuk be. Az ábráról látható, hogy a jelenlegi tengerszint az átlagosnál lényegesen alacsonyabb. A mai tengerszinthez viszonyítva az eddigi maximális tengerszint csaknem 250 méterrel magasabban, míg a minimális mintegy 100 méterrel alacsonyabban volt. Az összegyűjtött földtani bizonyítékok azt mutatják, hogy a világtengerek felszíne hosszabb ideig egy bizonyos magasságban van, és a változások (a tengerszint-emelkedések és süllyedések) ehhez mérten gyorsan zajlanak le.

A rendelkezésre álló adatokból kitűnik, hogy a Vail-görbék szerkesztéséhez felhasznált tengerszint magassági adatok meglehetősen kis szórást mutatnak. Mivel a Vail-görbékről egy bizonyos időpontra leolvasható érték (az átlagos tengerszint magassága) és ugyanezen időpontban a Föld különböző helyeiről származó tengerszint magasságok legfeljebb 10 méteres nagyságrendben térnek el egymástól, ezért feltételezhető, hogy az euszatikus változások két fő oka a glaciális és a tektonikai eusztázia, míg a geoid-eusztázia ezekhez viszonyítva kevésbé markáns összetevő. Ez azért valószínű, mert a klimatikus okokból bekövetkező víztérfogat változás és az óceánok térfogatának tektonikai eredetű változása a világtengerek felszínének egyidejű mozgását okozza, ugyanakkor a nehézségi erőtér változása a tengerfelszín helyi változásait eredményezi, hiszen a nehézségi erőtér változása alapvetően a Föld tömegeinek átrendeződéséből származik.



11. ábra. Euszatikus tengerszint-változások a kainozoikumban VAIL és munkatársai nyomán

A geoid-eusztázia vizsgálatára szolgáló adatok döntő többsége az utóbbi 10-12 ezer évre vonatkozik, és megbízhatóságuk igen jónak mondható, hiszen a meghatározott tengerszint-magasságok középpontjai csupán néhány *dm*, esetleg ritkán *m* értékűek.

A kormeghatározások minden esetben *C14* (radiokarbon) módszerrel történtek, ezek középhibái 100 év körüli értékek.

A geoid-változások vizsgálatához felhasznált tengerszint-változási adatok az *1. táblázatban* négy különböző helyszínrre, 500 éves időintervallumokban vannak csoportosítva. A helyszínek: Észak-Amerika keleti partvidéke, a Földközi-tenger és az Atlanti-óceán nyugat-európai partvidéke, Dél-Amerika egyenlítői vidéke és végül az Indiai-óceán partvidéke. A táblázatban a különböző helyszínek első oszlopában a mai tengerszinthez viszonyított tengerszint-magasságok átlagértékei láthatók [*m*]-ben, a következő oszlopban ezek középhibája, majd az átlagértékek számításához felhasznált adatok száma szerepel.

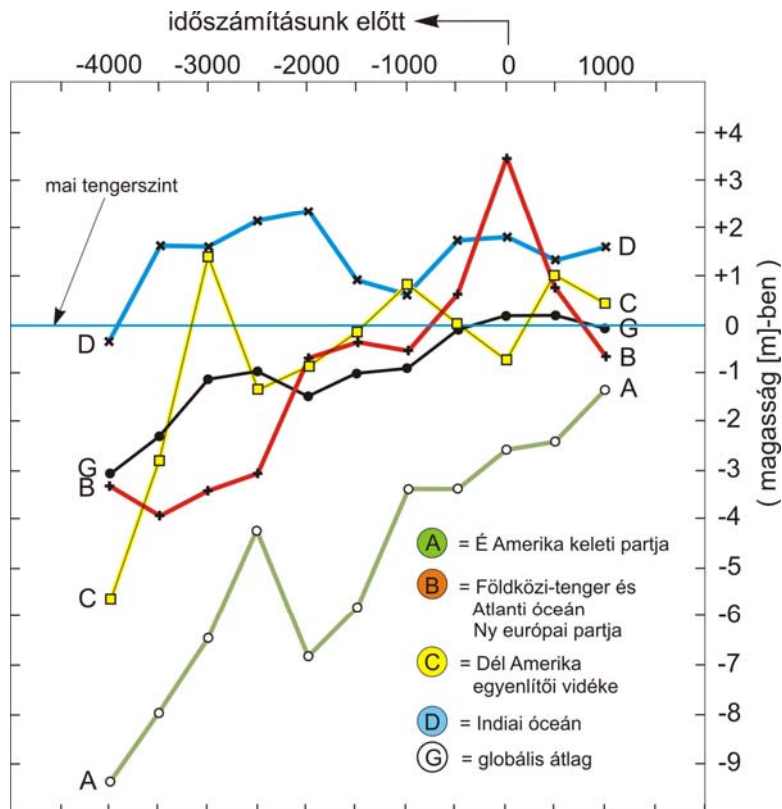
1. táblázat

időtartam évek-ben (a jelentől vissza- felé)	É.Amerika K.-i partja			Atlanti-óceán NY.Európai partja			Indiai-óceán partvidéke			D.Amerika egyenlítői vidéke		
750-1250	-1.4	±0.2	18	-0.7	±0.4	5	+1.6	±0.7	13	+0.4	±0.9	6
1250-1750	-2.4	±0.5	11	+0.8	±0.8	7	+1.3	±0.7	16	+1.0	±0.5	10
1750-2250	-2.6	±0.4	19	+3.4	±1.0	10	+1.8	±0.4	21	-0.8	±0.4	10
2250-2750	-3.4	±0.4	11	+0.6	±1.1	11	+1.7	±0.7	16	0.0	±0.4	20
2750-3250	-3.4	±0.6	21	-0.6	±0.4	12	+0.6	±0.8	12	+0.8	±0.7	15
3250-3750	-5.8	±0.6	17	-0.3	±0.6	17	+0.9	±0.9	23	-0.2	±0.8	18
3750-4250	-6.8	±0.7	20	-0.8	±0.6	17	+2.3	±0.9	23	-0.9	±0.6	10
4250-4750	-4.2	±2.2	8	-3.1	±0.9	4	+2.1	±0.6	13	-1.4	±2.5	6
4750-5250	-6.4	±0.9	7	-3.5	±0.5	14	+1.5	±0.8	21	+1.4	±1.8	5
5250-5750	-7.9	±2.4	7	-4.0	±0.8	10	+1.6	±0.9	15	-2.8	±1.9	3
5750-6250	-9.3	±2.1	4	-3.2	±1.5	10	-0.4	±1.3	13	-5.6	±1.4	6

A *12. ábrán* összefoglalva láthatjuk az *1. táblázatban* feltüntetett adatokat. A vízszintes tengelyen az idő látható, amely napjainktól időszámításunk előtt 4000-ig terjed, a függőleges tengelyen pedig a tengerszint-magasságok vannak feltüntetve a jelenlegi tengerszinthez viszonyítva.

Az ábrán folytonos vonal szemlélteti az egész Földre vonatkozó átlagos tengerszint-változási görbét a vonatkozó időszakra. Látható, hogy **az utóbbi 6000 évben átlagosan mintegy három méterrel emelkedett a világtengerek szintje**, tehát globális transzgresszió volt. Ez az euszatikus változás feltehetően elsősorban a globális felmelegedés, a sarki jégsapkák olvadásának következménye, de esetleg globális tektonikai változások, az óceáni medencék térfogatának csökkenése is szerepet játszhatott benne.

A *12. ábráról* további érdekes információk olvashatók ki az *A, B, C* és a *D* jelű görbék menetéből. Mivel ezek az egyes görbék nem is egyetlen tengerparti helyszínrre és nem is a teljes Földre, hanem egyes nagyobb területekre vonatkozó átlagértékek, ezért feltételezhetően a geoid-euszatázia jelzői. Mivel a nagyobb területekre vonatkozó átlagértékek képzésekor a lokális hatások (helyi felszínmozgások, közetkompakció, helyi meteorológiai, hidrológiai, oceanográfiai hatások, stb.) kiesnek, ezért elképzelhető, hogy az *A, B, C* és a *D* görbék a nehézségi erőter, illetve a geoid időbeli változásait tükrözik a kérdéses területekre vonatkozóan.



12. ábra. A geoid változását mutató tengerszint-változási görbék

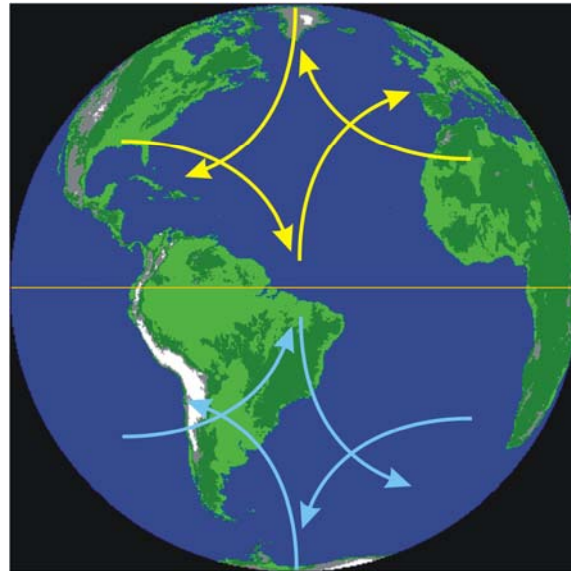
Az A jelű görbe Észak-Amerika keleti, atlanti-óceáni partvidékén mutató átlagos tengerszint-mozgást mutatja az utóbbi 6000 évben. Meglepő a tengerszint-változás mértéke; hiszen ezen a területen idősámításunk előtt 4000-ben a tengerszint a jelenleginél mintegy 9.3 méterrel, és még 1000 évvel ezelőtt is kb. 1.4 méterrel alacsonyabb volt. Érdekes, hogy a B jelű görbe, amely részben szintén az Atlanti-óceán területére vonatkozik (de most a nyugat-európai oldalon) egészen más jellegű változást mutat, mint az A jelű görbe. Az Indiai-óceán partvidékére vonatkozó D jelű görbe a többtől annyiban tér el, hogy nem mutat olyan mértékű transzgressziós változást, mint az előzőek. Ez esetleg abból származhat, hogy jelenleg erre a területre esik a geoid legnagyobb negatív anomáliája, és elképzelhető, hogy az erre vezető tengerszint-csökkenés kompenzálta a globális glaciális euszatikus hatás miatti emelkedést.

Tengeráramlások

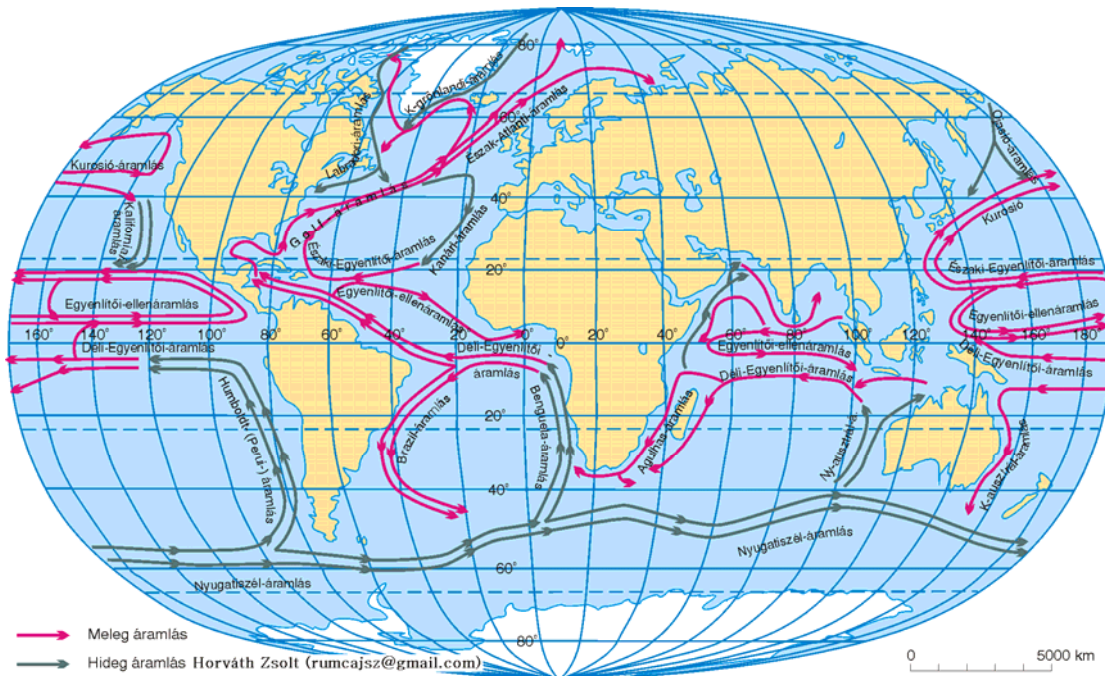
A tengeri áramlások a nehézségi erő, a szélő, valamint a tengerek vízének sűrűségkülönbsége által kiváltott, a kontinensek partvonalai által irányított vízszintes és függőleges irányú állandó jellegű vízmozgások. Az áramlások irányát és formáját többféle erő határozza meg: az elsősorban horizontális nyomásgradiens; a tengervíz változó sótartalma és hőmérséklete miatti eltérő sűrűségéhez kapcsolódó erők; a Föld forgása által keltett Coriolis-erő; a súrlódási erők, amelyet az óceán és a fölötté mozgó szél, vagy a különböző vízrétegek közti súrlódás vált ki.

A Coriolis-erő hatására az északi féltekén az óceáni áramlások a 13. ábrán látható módon az óramutató járásával megegyező irányban, a déli félgömbön pedig ellentétes irányban fordulnak el. Ez sajátosan forgó áramlási cellákat hoz létre. A forgó mozgás hatására az óramutató járásával megegyező irányú cellák középpontja nyugat

felé mozog, ami erős határáramlásokat hoz létre a kontinensek keleti partjainál. Ilyenek a Golf - Észak-atlanti - Norvég-áramlás az Atlanti-óceánon, ill. a Kuroshio, amely az Észak-egyenlítői-áramlás folytatása a Csendes-óceánon (14. ábra). A déli félgömbön az óramutató járásával ellentétes irányú forgás a kontinensek nyugati partjainál kelt erős keleti határáramlásokat, mint a Perui (Humboldt)-áramlás Dél-Amerika mentén, a Benguela-áramlás Afrika nyugati oldalán, illetve a Nyugat-ausztráliai-áramlás.



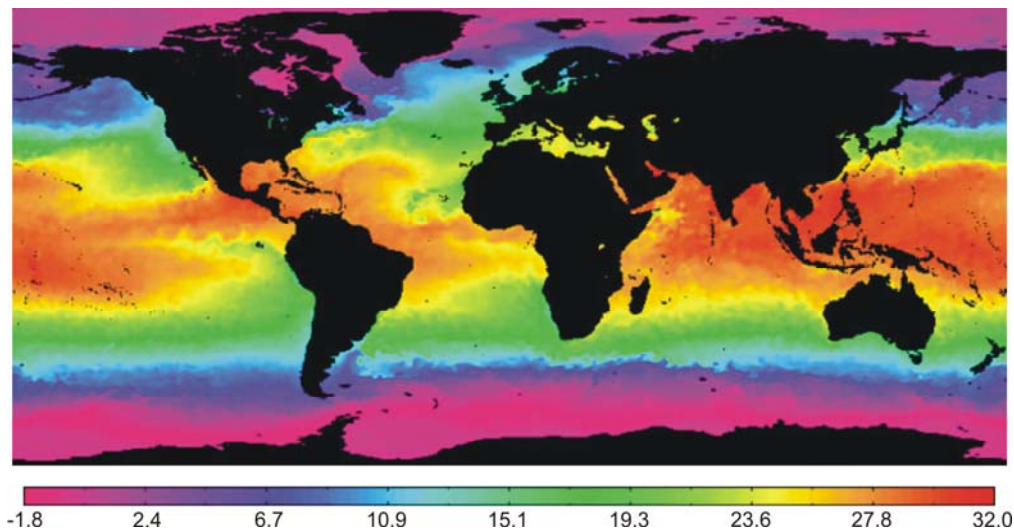
13. ábra. Mozgásirányok megváltozása a Coriolis-erő miatt



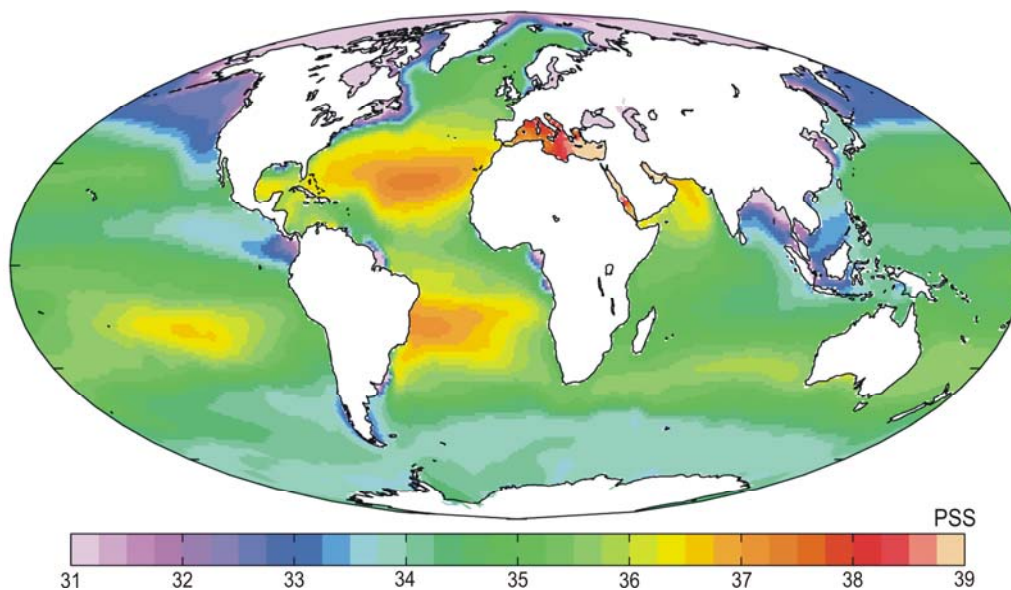
14. ábra. A fontosabb tengeráramlások

A déli félgömb áramlásait nagymértékben befolyásolja az erőteljes keleti irányú szél, amely az Antarktisz körüli hatalmas víztömegű hideg “Nyugati-szél” áramlást okozza. A Perui- és a Benguela-áramlás is a Nyugati-szél-áramlás leágazása, ezért hideg áramlatok. Az északi félgömbön a poláris területet nem veszi körül folyamatos

nyílt víztömeg, ezért nincs ilyen erőteljes sark körüli áramlás, csupán kisebb hideg áramlások fordulnak elő, pl. a Grönland körüli déli irányú Labrador-, ill. Kelet-grönlandi-áramlás. A Kuroshio - Észak-csendesóceáni-, valamint a Golf - Észak-atlanti - Norvég-áramlás meleg vizet szállít az Arktikus-óceánba a Bering-, a Fok- és a Nyugat-spitzbergai áramlásokon keresztül.

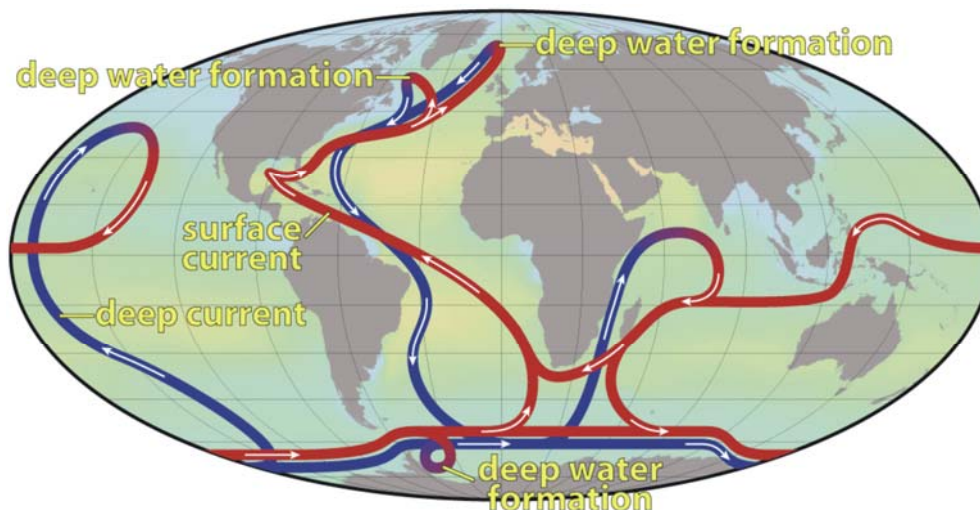


15. ábra. A tengerek felszíni hőmérséklete °C-ban



16. ábra. A tengerek felszíni sótartalma

Áramlások természetesen nem csak a felszínen vannak, az óceánok vizének függőleges irányú és mélybeli mozgása kevésbé szembetűnő, de igen fontos zárt rendszert képez. Függőleges irányú mozgásokat a hőmérséklet és a sótartalom különbözősége váltja ki, mivel a hidegebb és a sósabb víz sűrűsége nagyobb, a melegebb, és a kevésbé sós víz sűrűsége kisebb. A nehézségi erőterben a kisebb sűrűségű víz fölemelkedni, a nagyobb sűrűségű pedig lesüllyedni törekszik. A 15. ábrán az óceánok felszíni vízhőmérsékletének eloszlása, a 16. ábrán pedig a sótartalom változása látható. A sótartalmat az oceanográfusok a Practical Salinity Scale (PSS), vagy az ezzel megegyező (PSU) skálán szokták megadni (az óceánok normál sótartalma: 34.7 PSS).



17. ábra. Hő- és sótartalom-gradiens által okozott ún. thermohalin áramlási rendszer

A legutóbbi években fedezték fel, hogy a korábban is ismert tengeráramlatok egyetlen nagy szállítószalagot képeznek (17. ábra), amelynek a közismert Golf-áramlat csak egy rövid szakasza. Ez az Északi Jeges-tengerben alábukik, és a mélyben hideg áramlatként (Labrador-áramlat) folytatja útját dél felé, csaknem az egész Földet megkerüli, közben két helyen - az Indiai-óceán és a Csendes-óceán közepe táján - felbukkan a felszínre és meleg, felszíni áramlatként halad tovább.

A szél által keltett áramlások az ún. Ekman-rétegre, nagyjából az óceánok felső 100 m-ére korlátozódnak. Ez alatt sokkal lassabbak a mélységi áramlások, amelyeket a felszíni áramlások által létrehozott sűrűlási erő okoz. Ahol a felszíni áramlások a partokhoz közeledve vagy ellentétes irányú széllel találkozva közelítenek egymáshoz, a víz felszíne általában megemelkedik „felpúposodik”, és a nehézségi erő hatására lefelé áramlás indul. Ahol az áramlások távolodnak egymástól, a tenger a felszínéről víztömeget veszít, és a hiány pótlására a mélyből feláramlás indul meg.

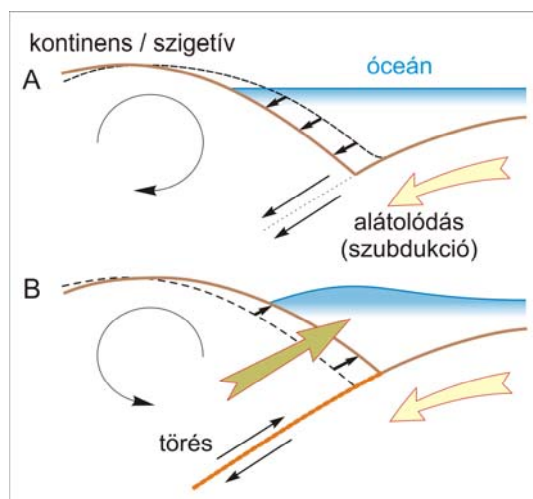
Az áramlások nagymértékben módosítják az időjárást és az éghajlatot. Így például a Golf - Észak-atlanti - Norvég-áramlás meleg trópusi vizet szállít északra, enyhébbé téve a telet Észak-Amerika keleti részén, a Brit-szigeteken és Írországban, valamint Norvégia atlanti partvidékén. A Kuroshio - Észak-csendesóceáni-áramlásnak ugyanilyen hatása van Japánban, és Észak-Amerika nyugati partvidékén. A melegebb vizek könnyebben párolognak, amely következtében a partvidékeken megnő a csapadékhajlam. A déli félgömbön, ezzel ellentétben, a hideg Perui- és Benguela-áramlások gátolják a párologást. Miközben Dél-Amerika és Délnyugat-Afrika partjai előtt elhaladnak, csökkentik a csapadékhajlamot; így alakulnak ki Peru, Chile és Namíbia száraz sivatagjai. Ugyanakkor ezek a hideg áramlatok a mély óceánból oxigénben dús vizet hoznak a felszínre, tápanyagokban igen gazdagok lesznek, így területükön található a Föld legjobb halászhelyei.

Az óceáni áramlások és a légkörzés szoros hatással vannak egymásra, - pl. az El Nino jelenségen keresztül befolyásolják az éghajlat alakulását.

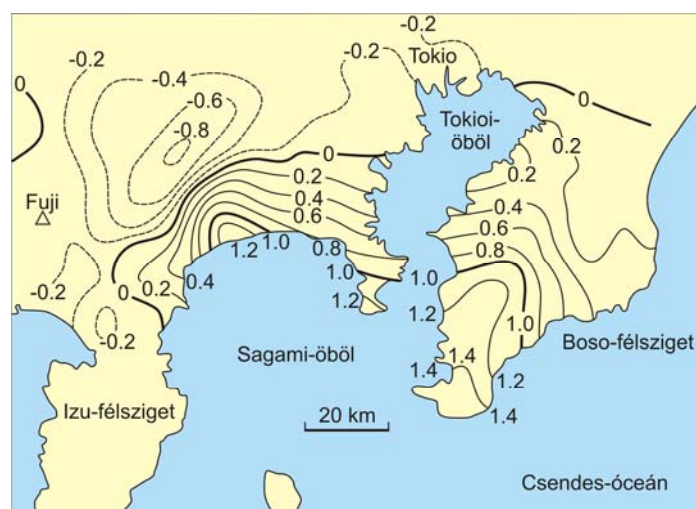
Tengerrengések

Tengerrengések, cunamik olyan földrengések esetén (esetleg nagyobb meteoritok tengerbe csapódása során) keletkeznek, amikor valamely megfelelően nagy erős-

ségű földrengés epicentruma tenger alatt található, és olyan geológiai elmozdulás jön létre, ami hirtelen megmozdítja a fölötté lévő teljes víztömeget. Jó példa látható erre a 18. ábrán (ami egyébként a 2011 március 11.-i cunami keletkezésének modellje). Az ábra felső részén a Japán szigetív alá gyűrődő óceáni litoszféra lemez deformálja (a nyíllal jelölt irányban elforgatja) a felette lévő, vele összetapadó lemezrészt, és a deformáció során hatalmas feszültségek keletkeznek az összetapadt nyírási zónában. Amikor ezek a feszültségek elérik a kőzetek törési szilárdságát, a kőzetek a nyírási zónában eltörnek, a kontinentális litoszféra lemez (itt Japán szigete) „visszapattan“ az eredeti helyzetébe és ezzel hirtelen megmozdítja a fölötté lévő teljes víztömeget. A 19. ábrán a geodéziai mérések ténylegesen alátámasztják a 18. ábrán látható modellt, amelyen az 1923. évi kantói földrengés során észlelt magasságváltozások láthatók. Az ábra tanúsága szerint a legnagyobb süllyedések a sziget belső részén elérték a 80 cm körüli értéket, míg az óceán felőli oldalon 1.5 m-es emelkedést is mutattak a geodéziai mérések, - vagyis a sziget óceán felőli része „visszaforodt” az eredeti helyzetébe, és megmozdította a mellette illetve fölötté lévő teljes óceáni víztömeget. Ez a hatás (hullám) terjed szét a világ óceánjain a 20. ábrán látható modell szerint.



18. ábra. Tengerrengés kipattanása

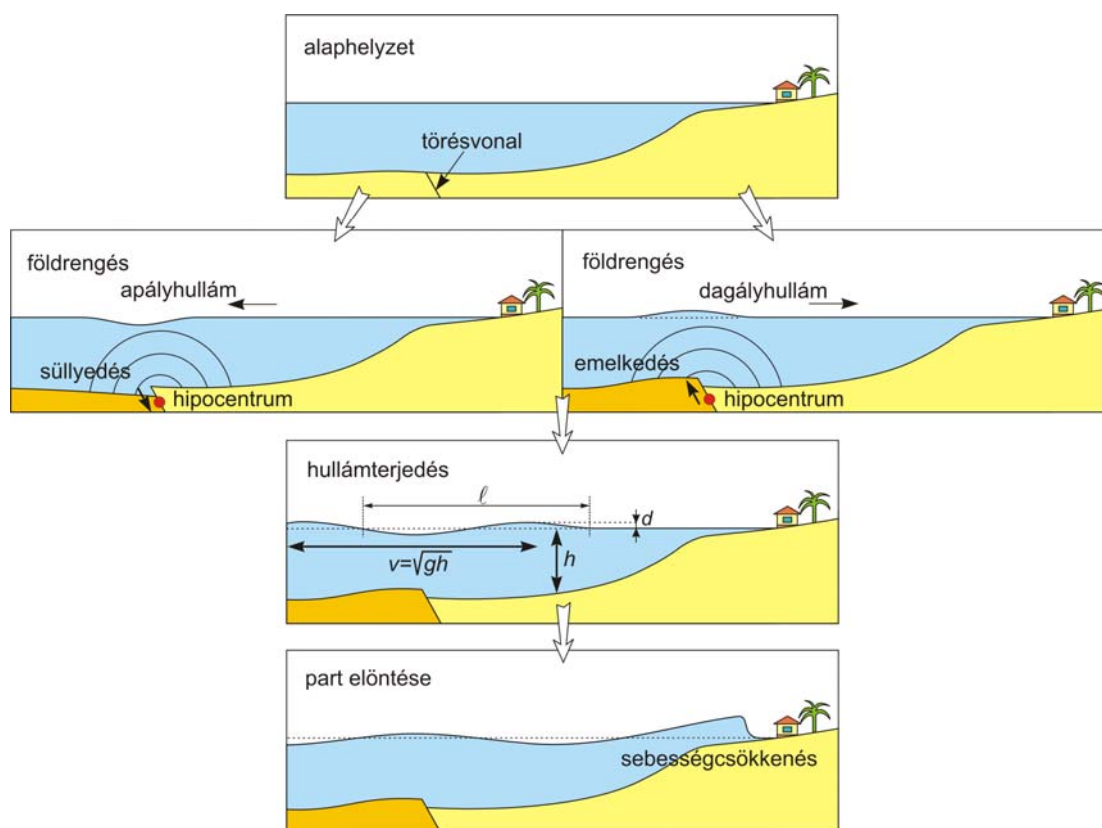


19. ábra. Magasságváltozások az 1923-as kantói rengést követően

A hullám a terjedése során a h vízmélység függvényében változtatja a v terjedési sebességét ($v = \sqrt{g/h}$), az ℓ hullámhosszát és a d hullámmagasságát (amplitúdóját). Különböző vízmélységhez tartozó értékeket láthatunk a 2. táblázatban. A táblázat adatai szerint a tengerrengések hullámait nyílt óceáni területeken a hajókon biztosan meg sem lehet érezni, partok közelében viszont, a kisebb vízmélység miatt a hullámterjedés jelentősen lelassul, a hullámhossz lerövidül és az amplitúdó veszélyesen megnő.

2. táblázat. Hullámterjedés a h vízmélység függvényében

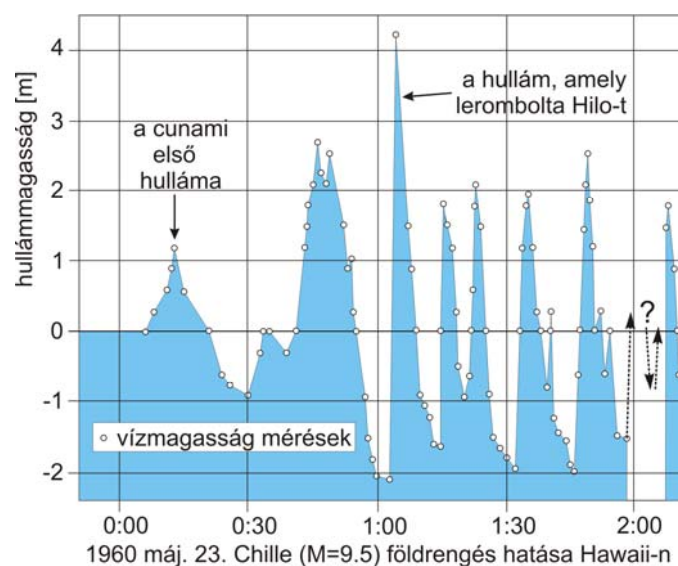
h (mélység) [m]	v (hullámsebesség) [km/óra]	ℓ (hullámhossz) [km]	d (hullámmagasság) [m]
7000	943	282	0.1 – 0.3
4000	713	213	0.1 – 0.3
2000	504	151	
200	159	48	
50	79	23	
10	36	10.6	5 – 30



20. ábra. Cunami hullámok keletkezése, a hullámok terjedése

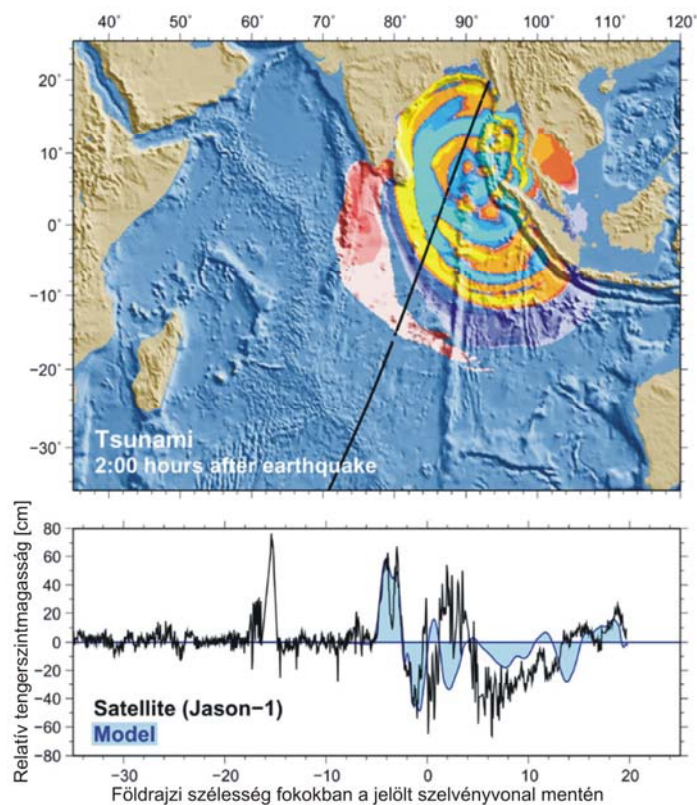
Fontos ismerni a parti hullámozás lefolyását a cunamik esetében. A 21. ábrán az eddig regisztrált legerősebb (1960-as chilei $M=9.5$ méretű) földrengés által keltett cunami hullámait láthatjuk tőle kb. 11 000 km távolságban a Csendes-óceáni Hawaii szigetének Hilo kikötőjében. Látható, hogy nem feltétlenül az első hullám jelentkezik

a legnagyobb amplitúdóval, az adott példában a cunami helyi észlelését követően csupán egy óra múlva érkezett a kikötőt elpusztító legnagyobb hullám.



21. ábra. Cunami hullámok Hawaii Hilo kikötőjében az 1960-as Chilai rengést követően

Napjainkban a speciális geodéziai műholdak segítségével már részleteiben is jól követhető a hullámok kialakulása és terjedése. A 22. ábrán a 2004-es szumátrai földrengés által keltett hullámok helyzete látható a rengés kipattanását követő 2. órában a Jason-1 altiméteres műhold mérései alapján.



22. ábra. Hullámok terjedése a Jason-1 műhold mérései alapján 2004-ben

A kérdéskört érintő legfontosabb feladat a tengerrengések előrejelzése. Ellentétben a földrengésekkel, a cunamik előrejelzése egyszerűen megoldható, ugyanis a földrengéshullámok lényegesen gyorsabban (néhány ezer km/óra sebességgel) terjednek, míg a cunami hullámok terjedési sebessége a 2. táblázat adatai alapján ennél lényegesen alacsonyabb. Így olyan földrengések esetén, amelyek cunamit okozhatnak, az epicentrum távolságától függően akár több óra is rendelkezésre áll a riasztásra. A ma már működő riasztórendszerek alapelve igen egyszerű: az óceánok fenekén igen érzékeny nyomásváltozás mérőket helyeznek el, amelyek a tengerrengések esetén érzékelik a víztömeg elmozdulását és ezt rádiókapcsolaton keresztül közlik a vízfelszíni bójákon elhelyezett rádió adó-vevővel, amely az információt azonnal továbbítja a megfigyelő műholdrendszer közbeiktatásával a partok menti riasztó állomásokra.