

GEOTEKTONIKA

A Föld mai állapota évmilliárdokig tartó fejlődési folyamat eredménye, melynek során óceánok, kontinensek, hegységek születtek és pusztultak el. A Föld dinamikai folyamatai napjainkban sem szüntek meg, a földkéreg és a Föld belső részei jelenleg is szüntelen mozgásban vannak. Erről tanúskodnak a napjainkban is gyakori földrengések, vulkánkitörések stb.

A geotektonika a Föld fejlődésének (dinamikai folyamatainak) általános törvényszerűségeivel, a kéregmozgások és a mélyebb övezetekben lejátszódó tömegáthelyeződések vizsgálatával, valamint az ezeket kiváltó erőkkel foglalkozik.

Korábban számos geotektonikai hipotézis látott napvilágot (pl. a Föld zsugorodási elmélete, a Föld tágulási elmélete, magmatikus elméletek stb.) azonban egyiküknek sem sikerült a Föld dinamikai folyamataira és a földtudományok alapkérdéseire ellentmondásmentes és kielégítő magyarázatot találni. Az 1960-as évek vége felé azonban – elsősorban a szeizmikus és a földmágneses kutatások eredményei alapján – kialakult egy olyan új általános geotektonikai elképzelés (a globális tektonika, vagy más néven a lemeztektonika elmélete), amely egységbe foglalja a Föld dinamikai folyamatait és segítségével egyszerűen magyarázhatók a földtudományok olyan alapproblémái, mint pl. a Föld felszíni formáinak kialakulása (a kontinensek és az óceánok mai elrendeződése), a földrengések, illetve a vulkanizmus eredete és területi eloszlása, a különböző típusú és korú kőzetek, valamint az ősmaradványok földrajzi előfordulása stb.

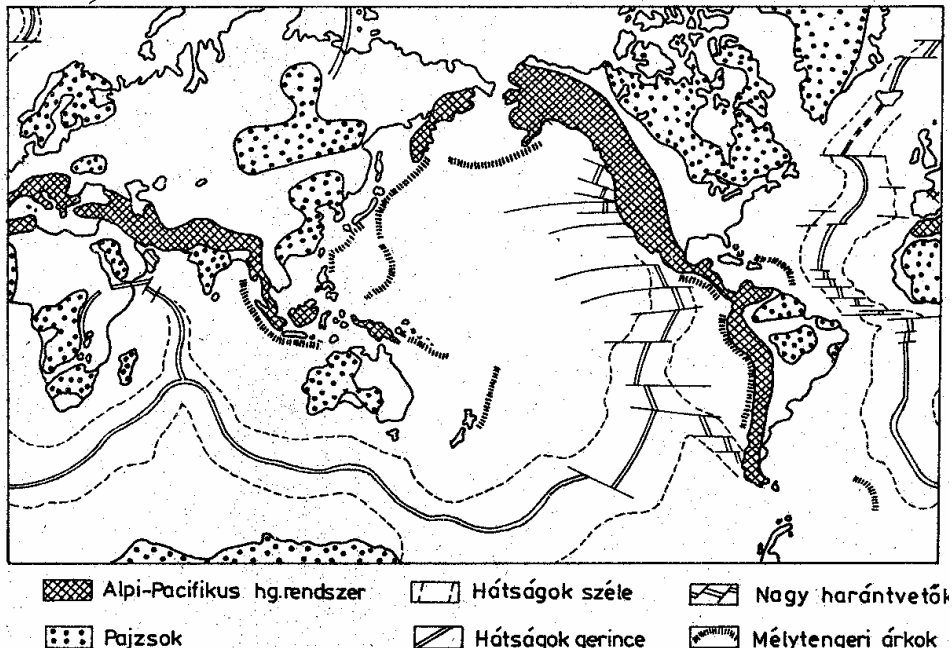
A következőkben a Föld azon globális tektonikai mozgásaival foglalkozunk, amelyek a geológiai korok alatt kialakították a Földünk mai arculatát: a kontinenseket, az óceánokat, a hatalmas hegységrendszereket és a különféle földtani képződményeket – és amelyek napjainkban is döntő szerepet játszanak a Föld életében. Először röviden áttekintjük a Föld nagyobb szerkezeti egységeit és ezek geofizikai jellemzőit, majd a kontinensek vándorlásával, az óceánfenék széttolódásával és a lemeztektonika elméletével foglalkozunk.

A földkéreg nagyobb szerkezeti egységei

Geotektonikai szempontok szerint a Föld felszíne három fő egységre osztható: a *kontinentális területekre*, az *óceáni területekre* és a *partmenti tengerek területére*. Ezek az 1 ábrán látható módon további kisebb szerkezeti egységekre oszthatók, amelyek geofizikai szempontokból eltérnek egymástól.

A kontinentális területek kontinentális pajzsokra, orogén területekre és nemorogén területekre oszthatók.

♦ *Kontinentális pajzsok* minden kontinensen találhatóak. Ezek 570-3500 millió éves ősi "kontinentális magok", főleg bázisos kőzetekből állnak, általában erősen gyúrt szerkezetűek és legalább 570 millió éve (a prekambrium óta) tektonikailag nyugodt területek. A geofizikai megfigyelések alapján nagy kéregvastagság, kis gravitációs anomáliák, alacsony hőáram értékek, a szeizmicitás (a földrengések) és a vulkáni tevékenység teljes hiánya jellemzi ezeket a területeket. Ilyen ősi pajzsok pl. a Dekkán fennsík Indiában, a Balti-pajzs Észak-Európában, az Angara-masszívum Szibériában stb.



1 ábra. A Föld nagyobb szerkezeti egységei

A **kontinentális területek** kontinentális pajzsokra, orogén területekre és nemorogén területekre oszthatók.

- ♦ *Kontinentális pajzsok* minden kontinensen található. Ezek 570-3500 millió éves ősi "kontinentális magok", főleg bázisos kőzetekből állnak, általában erősen gyúrt szerkezetűek és legalább 570 millió éve (a prekambrium óta) tektonikailag nyugodt területek. A geofizikai megfigyelések alapján nagy kéregvastagság, kis gravitációs anomáliák, alacsony hőáram értékek, a szeizmicitás (a földrengések) és a vulkáni tevékenység teljes hiánya jellemzi ezeket a területeket. Ilyen ősi pajzsok pl. a Dekkán fennsík Indiában, a Balti-pajzs Észak-Európában, az Angara-masszívum Szibériában stb.

- ♦ *Az orogén területek* Földünk felszínének azon részei, ahol az utóbbi 570 millió évben lejátszódó tektonikus folyamatok eredményeképpen hatalmas kiterjedésű hegységek képződtek. Időben és térben három fő hegységképződési szakasz határolható el: a kaledóniai orogenezis, a variszkuszi-herciniai orogenezis és a még jelenleg is tartó alpi orogenezis; amely utóbbinak az 1 ábrán látható tagjai: az Alpi-Himalájai-, Alpi-Pacifikus hegységrendszer, a Melanéziai- és az ún. Cirkum-Pacifikus-hegységrendszer. Jellemzőik: a Föld hatalmas területeire terjednek ki és a kontinensek szélén folyamatos övet alkotnak, a mozgások fő fázisa földtörténetileg rövid idő alatt játszódik le, hegységtömegük fő része tengeri üledékes kőzet, erős vulkáni és igen erős szeizmikus aktivitást mutatnak. Ezen a területeken magas hőáram értékek és határozott gravitációs anomáliák mérhetők. Az alpi orogenezisnek a jelenben is zajló élénk tektonizmusára utal, hogy napjaink leghevesebb és leggyakoribb földrengései és vulkáni működései nagyrészt ide koncentrálódnak.

- ♦ A kontinentális területek harmadik főbb szerkezeti egysége az ún. *nemorogén területek*. Ezek legnagyobb része táblás terület (ún. kratonok), amelyek tektonikus aktivitásukat tekintve a pajzsok és az orogén területek között helyezkednek el: általában lassan süllyednek, vagy emelkednek, kérgük az átlagosnál vastagabb, hőáramuk normális, szeizmikus aktivitásuk jelentéktelen, de nem teljesen inaktívak.

Az **óceáni területek** óceáni medencékre, óceáni hátságokra és mélytengeri árkokra oszthatók.

♦ 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 negatívok, 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 húzódó, 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 képződmények. 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 gerincvonallával 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. Feltűnő, hogy az aktív vulkánok főleg a Csendes-óceán partvidékein, összefüggő sávok mentén helyezkednek el.

A fentiek alapján láthatjuk tehát, hogy a Föld felszíni formái és több geofizikai paraméter földrajzi eloszlása bizonyos szabályszerűséget mutat. A következőkben többek között ezekre a szabályszerűségekre, valamint a Föld felszíni, formáinak és folyamatainak kialakulására és fejlődésére keresünk magyarázatot.

A kontinensek vándorlása

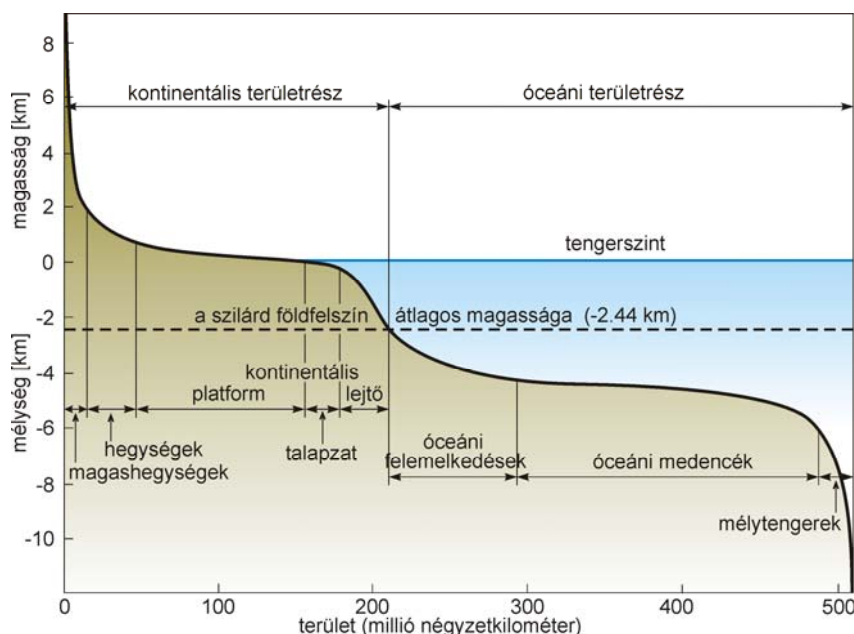
Francis BACON angol filozófus már 1620-ban felhívta a figyelmet Afrika és Dél-Amerika partvonalainak hasonlóságára, később Alexander HUMBOLDT is foglalkozott a kérdéssel. Ugyanebből kiindulva a XX. század elején Alfred WEGENER fejében fordult meg a gondolat, hogy a jelenlegi kontinensek egyetlen ősi "szuperkontinens" széttörredett darabjai, melyek a földtörténeti idők során vándoroltak ma ismert helyükre. Hipotézisét igyekezett tudományos érvekkel is alátámasztani. Feltételezését azonban igen erős

kritika érte és a kontinensvándorlási elképzelése egészen a 60-as évekig nem volt általánosan elfogadott elmélet. Az 1960-as években azonban olyan új tudományos eredmények láttak napvilágot, amelyek perdöntőek, voltak ebben a kérdésben. Napjainkban a kontinensek vándorlása egységesen elfogadott elmélet, amely teljes egészében beillik a modern földtudományos elképzeléseinkbe.

WEGENER kontinensvándorlási elmélete

WEGENER az Atlanti-óceán két partját alkotó kontinensek partvonalainak hasonlóságából arra a következtetésre jutott, hogy a kontinensek valamikor egyetlen hatalmas őskontinentst: az ún. *PANGEA*-t alkották amely a földtörténeti idők folyamán feldarabodott és az egyes részek elvándoroltak egymástól.

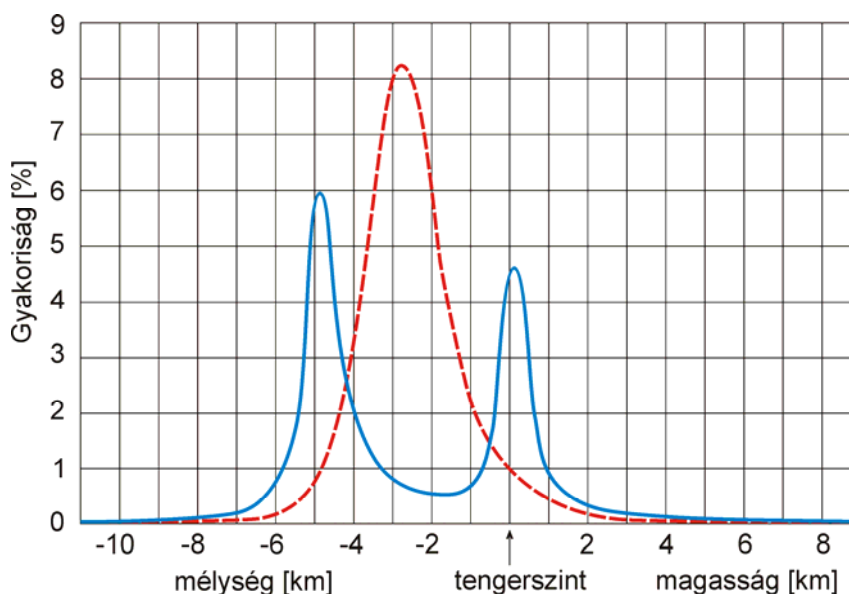
WEGENER elképzelésének igazolására különböző bizonyítékokat keresett. Igen érdekes az érvelése, amely a földfelszín különböző magasságainak gyakorisági előfordulásával kapcsolatos. A 2. ábrán a tengerszint feletti magasságok és a tengerszint alatti mélységek területi eloszlását mutatjuk be. A görbe úgy készült, hogy a Föld legmagasabb csúcsa és a legmélyebb pontja közötti szintkülönbséget 50 m-es közökre osztották, és meghatározták, hogy az egyes közökben előforduló magasságoknak mekkora az összterülete. Jól látható, hogy a teljes földfelszín kb. 510 millió km^2 -nyi területének legnagyobb részét az óceáni medencék és az ún. kontinentális platformok teszik ki.



2. ábra. A földfelszín magasságainak területi eloszlása

Ha ezekből az adatokból, vagyis a kontinentális területek és a vízzel borított területek együttes adataiból megszerkesztjük a magasságok gyakorisági görbét: az ún. *hipszometrikus görbét*, akkor olyan görbét kapunk, amelynek két maximuma van (3. ábra). A kapott eredmény geofizikai szempontból azért rendkívül érdekes, mert azt mutatja, hogy a Földön a magasságok eloszlása nem véletlenszerű, hanem valamilyen törvényszerűséget követ. A magasságok két jellegzetes érték: a kontinentális területek átlagos +100 m-es magassága és az óceáni medencék -4800 m körüli átlagos mélysége körül statisztikus szórást mutatnak. Az összehasonlítás kedvéért a 3. ábrán feltüntettük azt az esetet is,

amikor a Földön a magasságok eloszlása véletlenszerű lenne. Ebben az esetben a tetszőleges magasságokra emelkedő kontinensekre és a tetszőleges mélységű óceánokra a magasságok gyakorisági görbéje egyetlen maximummal rendelkező Gauss-görbe volna, melynek -2440 m -nél - vagyis a szilárd földfelszín átlagos magasságában lenne a maximuma. WEGENER a kettős maximummal rendelkező görbét úgy értelmezte, hogy a földkéreg két részből áll: a kontinenseket felépítő felső részét könnyebb kőzetek (pl. gránit); az alsó – egyben az óceánok fenekét felépítő – részét pedig nagyobb sűrűségű kőzetek (pl. bazalt, gabbró, peridotit) alkotják.



3. ábra. A hipszometrikus görbe

A két különböző sűrűségű alsó és felső kéregrész között izosztatikus (úszási) egyensúlyi állapot van. WEGENER tehát a Föld felszíni formáinak magassági eloszlásából a földkéreg izosztatikus egyensúlyára, az izosztatikus egyensúly fennállásából – vagyis az úszás tényéből – pedig az elúszásra következtetett.

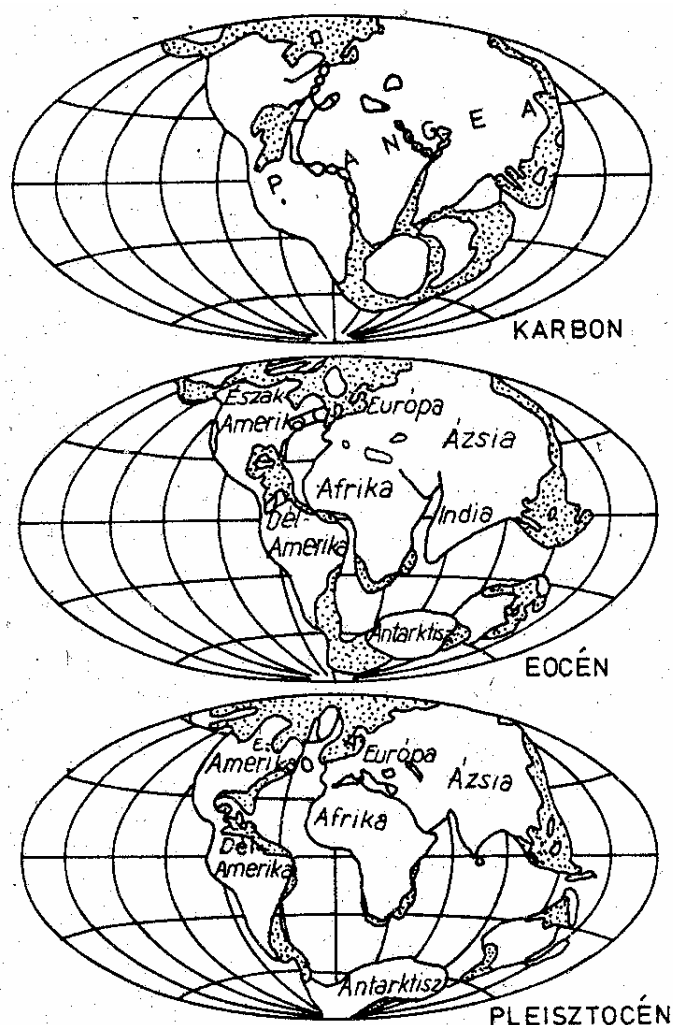
Valójában azonban nem ilyen egyszerű a szétúszás magyarázata. Ahhoz, hogy a kontinensek szétDarabolódása és vándorlása bekövetkezzék, igen komoly erőhatásokra van szükség. A WEGENER által feltételezett erők ehhez igen kicsik, nagyságrendileg is hibásak voltak. A kontinensek vándorlásának bizonyítására a földfelszín különböző magasságainak területi eloszlásából geofizikai érveként csak azt fogadhatjuk el, hogy a kontinentális részek vastagsága és szerkezete minden kontinensre közel azonos; valószínű tehát ezek egységes, esetleg egy tömbben történt keletkezése.

WEGENER elképzelésének igazolására egész sor egyéb érvet is felsorakoztatott. Igen érdekesek a geodéziai, a paleontológiai (öslénytani), a paleoklimatológiai, oceanográfiai és geokémiai érvek; ezeket azonban nem részletezzük.

Akkori ismeretei birtokában megszerkesztette a kontinensek "őstörténetét" is. Szerinte az ősi szuperkontinens, a Pangea, a paleozoikumban még egységes kontinens volt. A Pangea feldarabolódása a karbon időszak végén, kb. 280 millió évvel ezelőtt zajlott le és a pleisztocénben, vagyis kb. 1 millió évvel ezelőtt a kontinensek már nagyjából a mai formájukban léteztek. A WEGENER-féle kontinens rekonstrukciót a 4. ábrán mutatjuk be (a pontozott területek az egykori sekélytengereket mutatják).

WEGENER elméletét akkoriban igen erős kritika érte, és halála után egészen az 1960-as évekig a kontinensek vándorlása "divatjamúlt" elképzelés volt. Ebben az idő-

szakban csak elvétve történtek további vizsgálatok. A 60-as évektől azonban a kontinensek vándorlásának kérdése ismét sokat foglalkoztatja a földtudományok szakembereit és időközben olyan új eredmények születtek, amelyek perdöntőek voltak ebben a kérdésben.



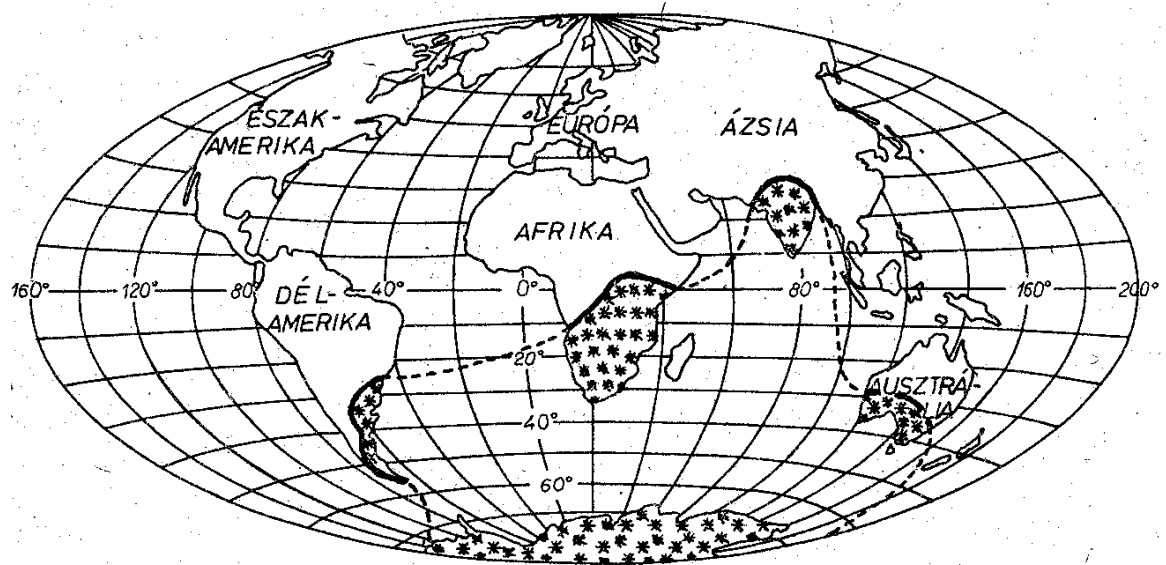
4. ábra. A WEGENER-féle kontinens rekonstrukció

A geológiai és a paleoklimatológiai vizsgálatok eredményei

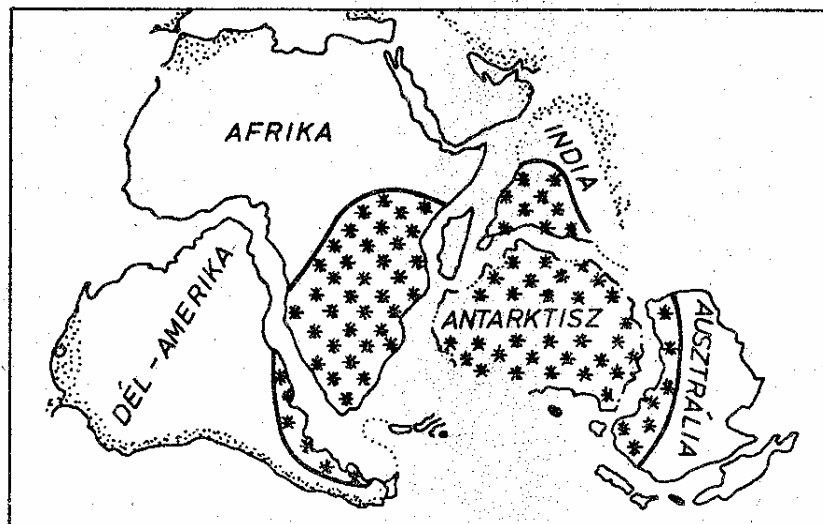
Az utóbbi időkben a különböző kontinenseken számos olyan kutatófúrást mélyítettek, amelyek több ezer méter vastag rétegsorokat harántoltak át és igen gazdag ismeretanyaggal egészítették ki a felszíni földtani kutatások eredményeit. Dél-Amerika, Afrika, India, Ausztrália, sőt újabban az Antarktis bizonyos részein sikerült teljesen hasonló geológiai rétegsorokat kimutatni a devon és a triász közötti időszakból – pontosabban a 200-400 millió évvel ezelőtti időkből. Ezek a rétegsorok annyira jellegzetesek, hogy "Gondwana-rétegsoroknak" nevezik őket. A Gondwana-rétegsorokban kivétel nélkül mindenütt található tillit-rétegek és a tillit rétegek között az ún. Glossopteris-flóra kövületei. (A tillit üledékes kőzet, amely teljesen rétegzetlenül osztályozatlan moréna üledékeket tartalmaz és a hatalmas tömböktől egészen a legfinomabb agyagszemcsék méretéig a legkülönbözőbb méretű éles, sarkos törmelékdarabok jellemzik; míg a Glossopteris a

magvaspáfrányok egyik nemzetsége, nyelv alakú, sűrűn erezett levelekkel, fájukban évgyűrűkkel, amelyek a karbon és a perm időszaiban terjedtek el a déli félteke kontinensein és a triászban haltak ki.)

A különböző földtani, kőzettani és paleontológiai megfigyelések eredményeiből többek között következtetni lehet valamely terület földtörténeti, múltbeli éghajlatára. Így pl. a sóképződés száraz sivatagi éghajlatra, a korallok elterjedése egyenlítő környéki területekre, vagy pl. a kőszén elterjedése egykori meleg, nedves éghajlatra utal. Számunkra azonban most a tillitek előfordulása lényeges, mivel ez egyértelműen a régi időszaiban hideg sarkvidéki klímájára, eljegesedett területekre jellemző.



5. ábra. A permokarbon eljegesedés nyomai a különböző kontinenseken



6. ábra. A permokarbon eljegesedés magyarázata DU TOIT szerint

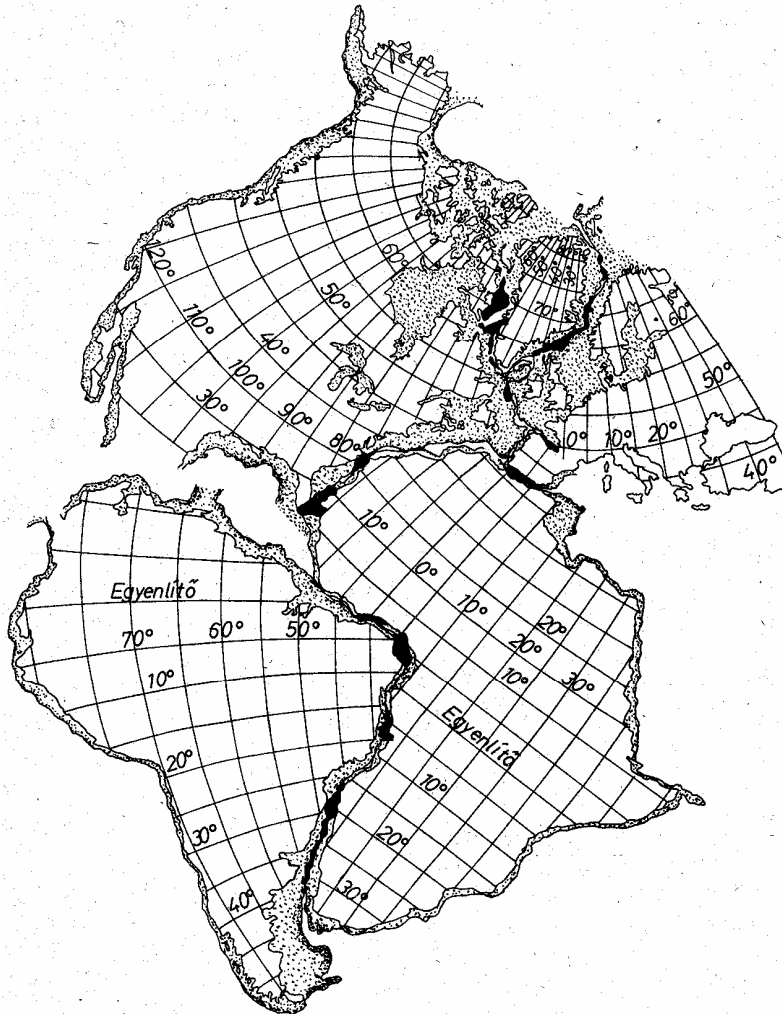
A Gondwana-rétegsorok jellegzetes tillit rétegei tehát arra utalnak, hogy a karbon és a perm időszaiban Dél-Amerikában, Afrika, India és Ausztrália déli részén, valamint az Antarktison hatalmas eljegesedés volt. Az 5. ábrán csillagokkal jelöltük a permokarbon eljegesedések területeit a különböző kontinenseken. Ugyanakkor az északi félteke kontinensein biztosan meleg, páradús klíma uralkodott, hiszen ekkor keletkeztek a hatalmas karbon időszaiban kőszéntelepek.

DU TOIT szerint a permokarbon eljegesedés 5. ábrán látható szabálytalan területi eloszlása kétféleképpen magyarázható: a Földön a különböző éghajlatú területek eloszlása vagy a földrajzi szélesség függvénye és a kontinensek vándorolnak; vagy a kontinensek állandó helyzetben vannak és a különböző éghajlatú területek eloszlása független a földrajzi szélességtől. Mivel a tapasztalat szerint a Földön a különböző éghajlatú területek eloszlása a földrajzi szélesség függvénye és tekintélyes vastagságú jégtakaró csak a sarkkörökön belül képződhet, ezért csak az első lehetőséget választhatjuk. DU TOIT szerint a karbon időszakban a kontinensek a 6. ábrán látható formában helyezkedtek el és csak utána vándoroltak a ma ismert helyzetükbe. Ezzel a kontinens rekonstrukcióval világosan megérthető a karbon jégkorszak 5. ábrán látható különös területi eloszlása.

Ma már számos további geológiai bizonyíték is a rendelkezésünkre áll, ezek részletezésétől azonban eltekintünk.

A BULLARD-féle kontinens rekonstrukció

Mivel a tengerek vízszintje a földtörténeti idők alatt különböző okok miatt változik, emiatt jelentősen megváltozhat a kontinensek partvonalainak alakja is. Ha tehát a kontinensek ilyen módon értelmezett széleit – vagyis magukat a partvonalakat – toljuk egymás mellé, akkor még abban az esetben sem kaphatunk tökéletes illeszkedést, ha a kontinensek valóban egyetlen tömbből származnak.



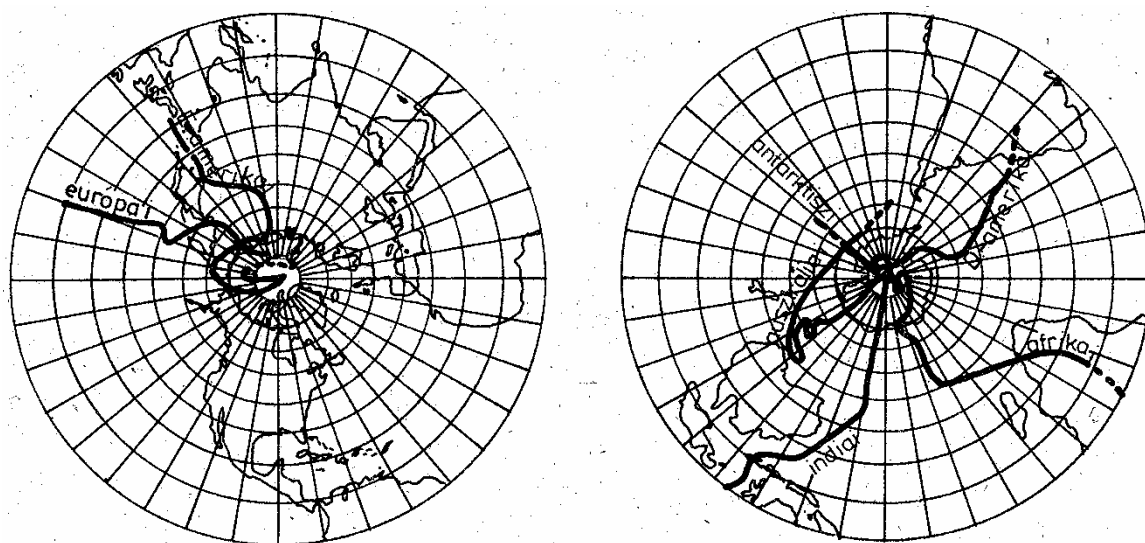
7. ábra. A BULLARD-féle kontinens rekonstrukció

Célszerű tehát nem a partszegélyeket, hanem a kontinensek valódi széleit, az ún. selfek vonalát illeszteni. Ez pedig az a rész, ahol a sekélytengeri részek átmennek a mély óceáni területekbe – azaz a 2. ábrán látható kontinentális lejtő területe. Ennek megfelelően BULLARD és munkatársai a kontinenseket úgy igyekeztek egymás mellé helyezni, hogy a területeik közötti hézagok és átfedések a lehető legkisebbek legyenek. Ezt a minimum-feladatot a legkisebb négyzetek módszerét felhasználva – a lehetőségek igen nagy száma miatt – számítógéppel oldották meg. Az így elkészített kontinens rekonstrukciót a 7. ábrán mutatjuk be. A kontinensekhez tartozó sekélytengeri részeket pontozott területek mutatják; az illesztésnél adódó átfedéseket feketével, a fennmaradó hézagokat pedig fehérrel jelöltük. Mivel az egymás mellé helyezett kontinensek közötti rések és átfedések meglehetősen kicsik, ezért valójában igen jó illeszkedés adódott.

Érdekes megfigyelni, hogy melyek azok a helyek, ahol viszonylag rosszabb az illeszkedés. Pl. Afrika és Dél-Amerika esetében a legnagyobb átfedések éppen a Niger és a Kongó torkolatánál adódnak, ahol a folyók által szállított hatalmas mennyiségű hordalék évmilliók alatt utólagosan módosította az afrikai kontinens eredeti szegélyvonalát.

Paleomágneses bizonyítékok

Földmágneses tanulmányaink alapján, ha valamely vulkáni eredetű kőzetből mintákat veszünk és meghatározzuk ezen kőzetminták eredeti fekvését, valamint a mágnesezettségük irányát, akkor meg tudjuk mondani, hogy milyen volt a kőzet keletkezésekor a földi mágneses tér iránya és a mágneses pólusok hol helyezkedtek el.



8. ábra. Mágneses pólusvándorlási görbék a különböző kontinensekre

Elsőként Angliában és Észak-Európában végeztek ilyen vizsgálatokat és arra a meglepő eredményre jutottak, hogy a kőzetminták mágnesezettségének iránya nem állandó, hanem amint visszafelé haladunk a földtörténeti múltba, a mágneses irányok fokozatosan a vízszintes irányhoz közelednek, majd el is érik ezt. A jelenséget kétféleképpen értelmezhetjük: vagy a mágneses pólus vándorolt úgy, hogy egykor Anglia és Észak-Európa területére esett a mágneses egyenlítő vidéke; vagy pedig maguk a kőzetek – tehát a kontinensek – vándoroltak el, amelyek egykor a mágneses egyenlítő vidékén voltak. Mivel a Föld mágneses tere és a Föld tengely körüli forgása között kapcsolat van (a Föld mágneses tengelye mindig a forgástengelye közelébe kell hogy mutasson és ezt jelentősen nem

hagyhatja el) ezért a mágneses pólus nem vándorolhatott el számottevően, így a kontinenseknek kellett elmozdulniuk.

A további részletes paleomágneses vizsgálatok során még az is kiderült, hogy a különböző kontinensek kőzetei alapján más-más mágneses pólusvándorlási görbék adódnak. A különböző kontinensekre adódó pólusvándorlási görbék a földtörténeti múltba visszafelé haladva a 8. ábrán látható módon egyre jobban széttartanak. Ugyanakkor azonban tudjuk, hogy Földünk mágneses tere dipólusos szerkezetű, ezért csak egyetlen mágneses északi és déli pólusa van, aminek a Föld felszínén csak egyetlen nyomvonala lehet. Ezért a 8. ábrán látható különböző pólusvándorlási görbék csak azzal magyarázhatók, hogy a kontinensek ma nem azon a helyen vannak, mint ahol a vizsgált kőzeteik keletkeztek.

Így az időben visszafelé haladva, egyre jobban széttartó és közel azonos alakú mágneses pólusvándorlási görbék csak a kontinensek vándorlásával magyarázhatók. Ennél azonban jóval többet is mondhatunk; mivel az egyetlen pólusvándorlási görbe követelménye alapján meg tudjuk határozni az egyes kontinensek relatív helyzetét is a földtörténeti múlt különböző időpontjaiban. Ezzel minden eddiginél pontosabb és megbízhatóbb kontinens rekonstrukciót tudunk elkészíteni, sőt azt is pontosan meg tudjuk mondani, hogy a kontinensek mikor váltak szét egymástól és milyen útvonalon jutottak a jelenlegi helyzetükbe.

Igen jó példa erre Afrika és Dél-Amerika esete. A 8. ábrán látható, hogy a két kontinensre két különböző pólusvándorlási görbe adódik. Ahogyan időben közeledünk a földtörténeti jelenkor felé, a két görbe fokozatosan egyre közelebb kerül egymáshoz és végül a jelenkori vulkáni kőzetek vizsgálata alapján azonos pólus adódik – amely természetesen azonos a mostani mágneses pólussal. Ha a két kontinens a BULLARD-féle rekonstrukciónak megfelelően egymás mellé toljuk, akkor a kontinensek vándorlásának legmeggyőzőbb bizonyítékát kapjuk: ugyanis így a mezozoikum előtti időkre a két kontinens pólusvándorlási görbéje a meghatározás pontosságán belül egybeesik, majd a mezozoikumtól a görbék két részre válnak és a jelenkor felé haladva egyre inkább eltávolodnak egymástól. Ebből egyértelműen megállapítható, hogy Afrika és Dél-Amerika a mezozoikum elején, kb. 200 millió évvel ezelőtt vált szét egymástól. A két kontinens pólusvándorlási görbéjének a perm és a jelenkor közötti időpontokra történő egybeesésével az is meghatározható, hogy Afrika és Dél-Amerika milyen útvonalon jutott a jelenlegi helyzetbe. – A vizsgálat természetesen valamennyi kontinensre egyaránt alkalmazható.

A radioaktív kormeghatározások eredményei

Az utóbbi évtizedekben a különböző kontinenseken hatalmas mennyiségű kőzetmintán végeztek radioaktív (abszolút) kormeghatározásokat. A vizsgálatok során minden kontinensen hatalmas kiterjedésű 2000 millió éves, vagy ennél is idősebb kontinentális magokat (pajzsokat) találtak, amelyeket viszonylag éles határvonal választ el az őket körülvevő jóval fiatalabb korú képződményektől. Abban az esetben, amikor az egyik kontinensen olyan nagyobb szerkezeti határvonalat találunk, amely két oldalán ilyen eltérő korú kőzetek vannak és ez a határvonal a partvonallal nem párhuzamosan halad, akkor a két kontinens közös származása esetén ennek a határvonalnak folytatódnia kell a másik kontinensen. A 9. ábra pl. az afrikai és a dél-amerikai abszolút kormeghatározások eredményeit mutatja. Az ábrán a fekete pontokkal jelölt helyeken 2000 millió évesnél idősebb kőzetek, az üres körökkel jelölt helyeken pedig 2000 millió évesnél fiatalabb kőzetek találhatóak. A vastag vonallal körülhatárolt területek az ősi kontinentális magok, míg a vékony vonalak földtani szerkezeti irányokat jelölnek. Az ábrán látható, hogy pl. Afrika nyugati részén, Ghanában, Accra közelében éles határvonal húzódik a kb. 2000 millió

éves Guineai-pajzs és a tőle keletre levő, jóval fiatalabb (kb. 600 millió éves) kőzetek között. Ez a határvonal délnyugati irányú és az Atlanti-óceán felé vezet. A BULLARD-féle kontinens rekonstrukció alapján ezen határvonal meghosszabbítását Braziliában Sao Luis környékén kell keresnünk – ahol meg is található az éles határvonal és a megegyező korú kőzetek.



9. ábra. A geológiai szerkezeti egységek illeszkedése

Napjainkban a kontinensek vándorlásának elmélete "divatos" téma. Az eddigi érvek mellett ma már számos további bizonyíték ismeretes, ezek részletes tárgyalásától azonban eltekintünk, mivel az eddig felsorolt érvek alapján is meglehetősen alátámasztottnak tekinthetjük a kontinensek vándorlásának elméletét. Az eddigiek után még számos olyan kérdés merülhet fel, hogy pl. hogyan "úsznak" a kontinensek, mi történik az óceáni területeken amikor a kontinensek mozognak és egyáltalán milyen erőhatások idézik elő a kontinensek vándorlását. Ezekre és további hasonló kérdésekre a lemeztectonika elméletének ismeretében lehet megnyugtató választ adni.

Az óceánfenék széttolódása

Az óceánok fenekének domborzatát nagy vonalakban már régebben ismerték, azonban a részletes feltérképezésük csak az 1950-es években kezdődött meg HEEZEN amerikai geofizikus vezetésével. Ezekben az időkben tárult teljes részletességgel a kutatók szeme elé az óceánok mélyén a 10. ábrán látható hatalmas méretű, egymáshoz kapcsolódó *hát-ságrendszer*, amely végighalad az Atlanti-, az Indiai-, és a Csendes-óceánon, valamint az

Északi-Jeges-tenger alatt. Ez a Közép-óceáni – a továbbiakban röviden óceáni – hátságrendszernek nevezett, mintegy 60000 km hosszúságú, több száz km széles és az óceáni medencék 4800 m-es átlagos fenékmélysége fölé 1000-3000 m-rel kiemelkedő óriási, összefüggő szerkezet általában az óceánok középvonala mentén a partvonalakkal csaknem párhuzamosan halad. A hátságrendszer vonulatait számos, rá merőleges törés, ún. *transzform vetődés* szabdalja 200-2000 km hosszúságú darabokra. A térképezés során THARP fedezte fel, hogy a hátságok gerincvonalaiban vékony, mély hasadékszerű völgy található. Később megállapították, hogy ezen *középponti hasadékvölgy* mentén igen sok sekélyfészekű földrengés keletkezik. (A 11. ábrán, a Közép-Atlanti-hátság kinagyított képén jól kivehető a középponti hasadékvölgy és az említett transzform törések.)



10. ábra. Az óceánok fenekén végighúzódó világméretű hátságrendszer

További érdekes eredményt szolgáltatott az abszolút kormeghatározások, ugyanis az óceánok alatti kőzetek feltűnően fiatalok; az óceáni medencékben sehol sem találtak 200 millió évesnél idősebb képződményeket. Ez azért meglepő eredmény, mert bizonyosan tudjuk, hogy óceánok már legalább 3 milliárd éve léteznek.

1960 körül – az addigi ismeretek birtokában – HESS és DIETZ a Pincertoni Egyetem kutatói felvették az óceánfenék mozgásának lehetőségét. A további kutatásokban mérőföldkövet jelentő cikküknek akkor még nem is minden alap nélkül a "Föld-költészet" címet adták. Ebben a publikációban találkozhatunk első ízben az "ocean-floor spreading" (az óceánfenék széttolódása) elnevezéssel. Elképzelésük szerint az óceáni hátságok középvonala mentén a Föld mélyéből anyag áramlik felfelé, amely az óceánok fenekét a kontinensek felé tolja. A széttolódó óceánfenék végül a kontinensek széleinél található mélytengeri árkokban "tűnik el". A mechanizmus mozgató erejét a kéreg alatti magmaáramlásokban sejtették.

Az elgondolás rokonszenvesnek tűnt és felkeltette a legtöbb geofizikus, geológus és oceanográfus figyelmét, azonban bizonyítékokra volt szükség.



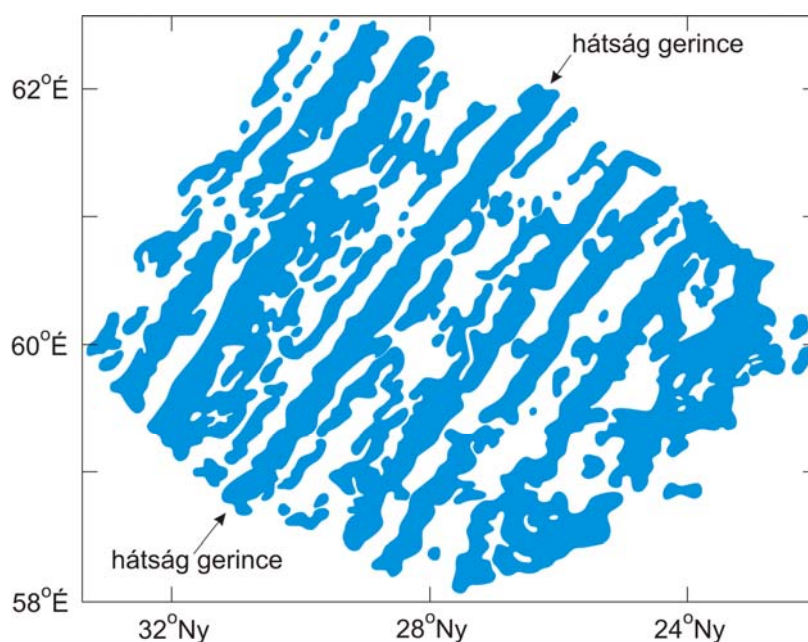
11. ábra. A Közép-Atlanti-hátság

A tengeri mágneses mérések eredményei

Röviddel az 1960-as évek előtt erősen megnövekedett az érdeklődés az óceánok iránt. Ennek egyik következménye volt az óceánok felszínén elvégzett hatalmas mennyiségű földmágneses mérés, amelynek alapján ezekről a területekről igen részletes mágneses anomália-térképek készültek.

1961-ben a SCRIPPS Oceanográfiai Intézet kutatói felfedezték, hogy Észak-Amerika nyugati partjainál addig ismeretlen, erősen elnyúló, a partvonalakkal párhuzamosan futó

mágneses anomáliásáv-rendszer húzódik; de semmiféle olyan szabályos geológiai szerkezetet nem sikerült találni, mely létrehozhatta volna ezeket. Az ilyenféle mágneses hatóknak (mágneses közettesteknek) az eredete néhány évig teljesen titokzatos maradt.

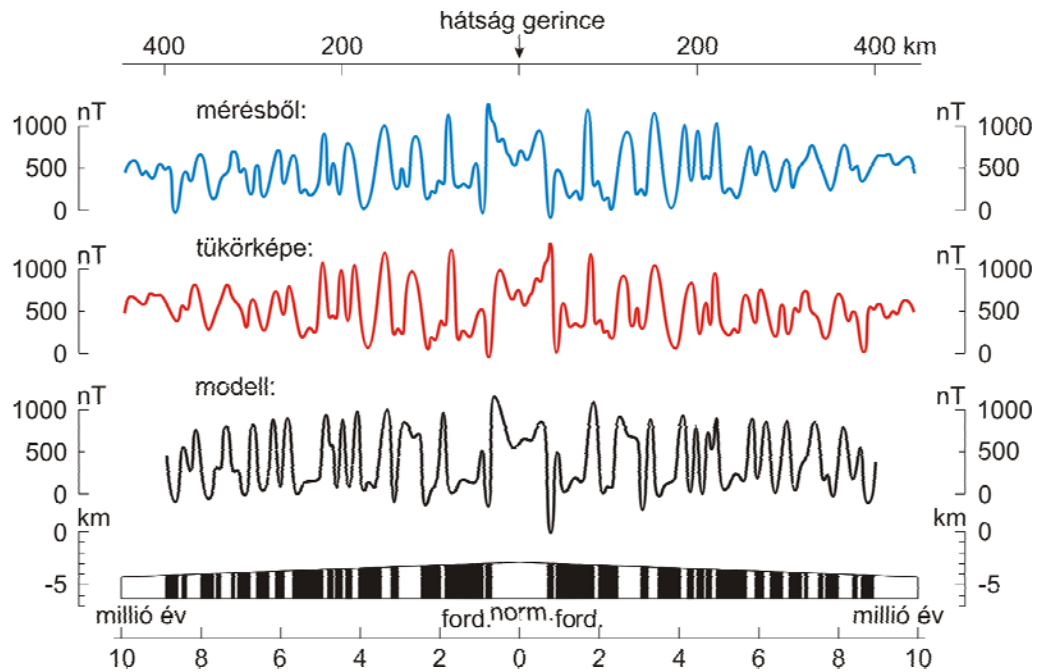


12. ábra. Mágneses anomáliák változása Izland környékén

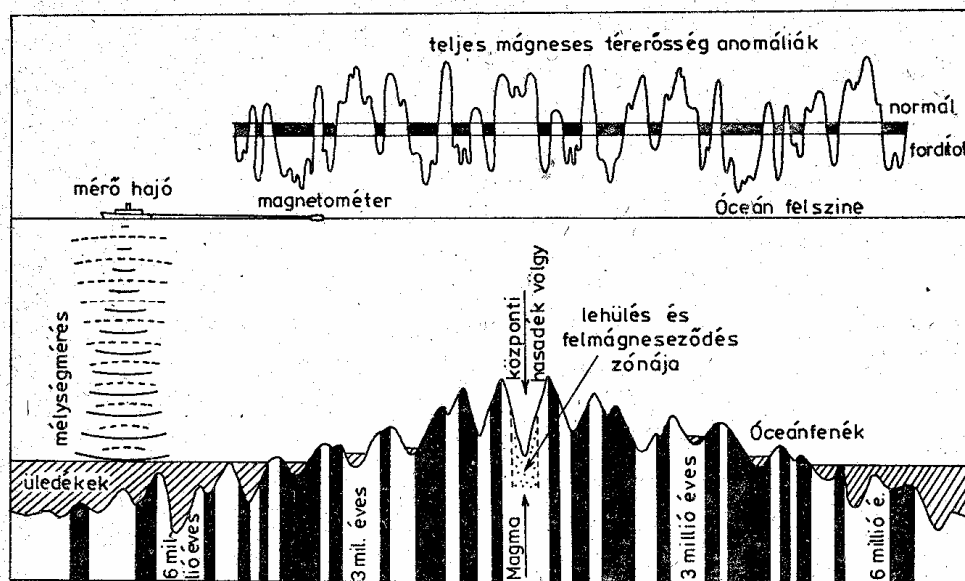
Közben más kutatók egészen hasonló mágneses anomáliásáv-rendszereket találtak az óceáni hátságok területén, ahol az anomália-térképek a hátságok gerincvonalára feletti több száz *km* szélességű övben meglepő szabályosságot mutattak: a pozitív és a negatív mágneses anomáliák egymást szabályosan váltogatva, igen hosszú sávokban jelentkeztek. E sávok hossz tengelyei egymással és az óceáni hátság gerincvonalával párhuzamosak, sőt az egész mágneses anomáliatér a hátság gerincvonalára szimmetrikus. Ezt szemlélteti a 12. ábra, amelyen a Közép-Atlanti-hátság egy Izlandhoz közeli része feletti mágneses anomáliák láthatók (feketével a pozitív, fehérrel a negatív anomáliákat jelöltük). Ugyanezt a feltűnő szimmetriát láthatjuk a 13. ábra felső részén, a Csendes-óceáni-hátság gerincére merőleges egyik szelvényben. A szimmetria kihangsúlyozása céljából a felső görbe alatt (amely mérési eredmény) feltüntetjük ugyanennek a görbének a hátság gerincére vonatkozó tükörképét is.

A földmágneses anomáliák ilyen mértékű szabályos eloszlása nem lehet a véletlen műve, tehát mindenképpen magyarázatot követel. A magyarázatot 1963-ban VINE és MATTHEWS, a Cambridge-i Egyetem kutatói adták meg. Hipotézisük a mágneses térfordulások jelenségére épült. Elképzelésük szerint az óceáni hátságok gerincvonalára mentén olvadt állapotú kőzetanyag áramlik a mélyből felfelé, mely a felszínre érve vagy a felszín közelében lehül és az aktuális mágneses térnek megfelelően felmágnesesződik, miközben mindkét oldalról hozzáadódik a régi óceáni fenék anyagához (14. ábra). A folyamatos feláramlás következtében az óceáni hátságok gerince mentén állandóan új óceáni fenékanyag képződik, amely a régebbi kőzeteket a hátság gerincvonalától jobbra és balra széttolja. Ahogyan a korábban felszínre jutott kőzetanyag a hátságok gerincvonalára szimmetrikusan széttolódik, váltakozóan normál és fordított mágnesezettségű kőzetsávok alakulnak ki, annak megfelelően, hogy milyen polaritású volt a földmágneses tér az egyes kőzetrészek keletkezésének időpontjában. Az óceánok felszínén végzett magnetométeres mérésekkel ezeknek a normál és fordított mágnesezettségű kőzettesteknek megfelelő

mágneses tér mérhető, ennek megfelelően jönnek létre az óceáni hátságok gerincvonalával párhuzamos és erre szimmetrikus pozitív illetve negatív mágneses anomáliásávok.



13. ábra. Mágneses anomáliák a Csendes-óceáni-hátság egyik szelvényében



14. ábra. A mágneses anomáliásávok magyarázata

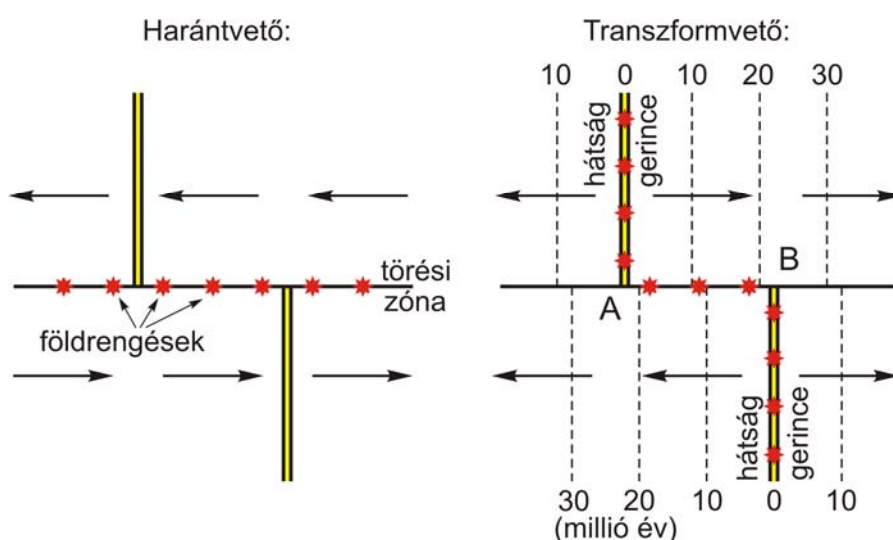
A Vine-Matthews-hipotézis igazolása

A Vine-Matthews-hipotézist nagymértékben alátámasztotta, hogy az időközben egyre gyarapodó tengeri mágneses mérések során az óceáni hátságok valamennyi szelvényében teljesen hasonló, szabályos mágneses anomáliásáv rendszereket találtak. Ha az

egyed szelvényekben a Vine-Matthews-hipotézisnek megfelelő váltakozó mágnesezettségű kőzetmodelleket veszünk fel, akkor az ezekre számított mágneses anomáliák jól megegyeznek a valóságban mért anomáliákkal. Jó példa látható erre a 13. ábrán. Az ábra alján felvett néhány *km*-es vastagságú óceáni fenéklemezen fehérrel a jelenlegi mágneses térnek megfelelő "normál" mágnesezettségű, feketével pedig a fordított mágnesezettségű kőzethasábokat jelöltük. A modell felett látható a felvett mágneses hatókra kiszámított "elméleti" görbe, amely szinte tökéletesen megegyezik a valóságban mért és az ábra felső részén látható görbével.

A főleg mágneses anomáliák alapján levezetett hátságmodell jó összhangban van más geofizikai mérések eredményeivel is.

A legszembetűnőbb – szinte matematikai szigorúságú – bizonyítékot az óceáni hátságok mentén keletkező gyakori földrengések epicentrumainak eloszlása szolgáltatja. Amint a 10. és a 11. ábrán is láthattuk; az óceáni hátságok gerince nem folytonos vonal, hanem törések és vetődések által mintegy 200-2000 *km* hosszúságú szakaszokra tagolt lépcsős futású szerkezet: Ezek a törések olyan pontokat kötnek össze, amelyek egykor egymás mellett voltak. A törések egyébként pontosan jelentkeznek a mágneses anomáliásávokban is, mivel ezek szorosan követik a hátság szétszabdalt gerincét. Mivel a hátságok elvetődött gerince felett mindig a jelenlegi normális mágnesezettségű kőzeteknek megfelelő anomáliásáv található, tőle szimmetrikusan két oldalra pedig a váltakozó előjelű sávok, ez arra utal, hogy a szétszabdalt hátsággerincek ma is "élnek", azaz folyamatosan termelik az új óceáni fenékanyagot. Ekkor viszont – mivel a hátságok gerincvonala mentén mindenütt anyag áramlik szét – az elvetődött gerincrészek (a 15. ábra jobb oldalán látható *A* és *B* pont) között az óceáni fenékanyag egymással ellentétes irányban mozog. Ez az elmozdulás azonban nem folyamatos, hanem a jelzett *A* és *B* pont között a kőzetekben először rugalmas energia halmozódik fel, majd amikor ez eléri a kőzetek törési szilárdságát, az anyag a vetődési sík mentén eltörik, hirtelen elmozdulás lép fel és a rugalmas energia földrengéshullámok formájában szétterjed. A 15. ábra jobb oldalán világosan látszik, hogy az óceáni hátságok elvetődött gerincrészeit összekötő törési zónákban relatív elmozdulás kizárólag az *A* és a *B* pont között lép fel, ezen pontokon kívül a kőzettestek már együtt mozognak; tehát a törési zóna mentén földrengések is csak kizárólag itt keletkezhetnek. Ezt a típusú törést *transzform törésnek* nevezzük.



15. ábra. A földrengések kipattanási helyei

Ha most az eddigiektől függetlenül, csupán a morfológia alapján gondolkodnánk, a törésvonalat látva a geológiában már jól ismert egyszerű harántvetődést gyanítanánk és –

feltételezve, hogy a vetődési folyamat még ma is tart – bizonyára arra a megállapításra jutnánk, hogy a törési zónának teljes hosszában szeizmikus aktivitást kell mutatnia. (Ezt az esetet a 15. ábra bal oldalán láthatjuk, ahol a szeizmikus aktivitás területét piros csillogokkal jelöltük.)

Az egyszerű harántvetődés és az óceánfenék széttolódását bizonyító transzform vetődés tehát szeizmológiai vizsgálatokkal pontosan elkülöníthető. Mivel az óceáni hátságok mentén a földrengések epicentrumainak eloszlása teljesen egyértelműen a vetődések transzform jellegét igazolják, ez tehát nem egyéb, mint a spreading (az óceánfenék szétterjedés) bizonyítása. Ugyancsak a széttolódást bizonyítja óceáni hátságok mentén kipattanó földrengések fészekmechanizmusa.

A Vine-Matthews-hipotézist egyéb geofizikai és geológiai vizsgálatok eredményei is alátámasztják. A geotermikus vizsgálatok során pl. azt tapasztalták, hogy az óceáni hátságok gerincvonala közelében lényegesen magasabb hőáram értékek mérhetők, mint az óceáni medencék bármely egyéb területén. A gravitációs rendellenességek tanulmányozása alapján viszont arra következtethetünk, hogy a hátságok gerince alatt relatív tömeghiány lép fel. Mindkét eredmény arra mutat, hogy a hátságok alatt néhányszor tíz *km* vastag és több száz *km* széles olvadt állapotú kőzetanyag feltételezhető. (Ennek létezését egyébként megerősítik a szeizmikus vizsgálatok is.)

Végül a széttolódás igazolása szempontjából nagy jelentőségű mélyfúrásokról kell röviden szólnunk. 1968-ban a *Glomar Challenger* kutatóhajóval mélytengeri fúrási program kezdődött el, amelynek során rendkívül értékes eredmények születtek. A fúrási magminták tanúsága szerint az óceáni hátságok gerincvonalának közvetlen közelében egyáltalán nem, vagy alig találhatók üledékek és a bazaltos kőzeteken erózió (víz alatti lepusztulás) nyomai nem figyelhetők meg. A hátságok gerincvonalától távolodva az egyre inkább lepusztult bazaltos alapkőzeteken fokozatosan növekszik az üledékrétegek vastagsága; az üledékek vastagsága és kora a hátság gerincvonalától mért távolság függvénye és az idősebb üledékek minden esetben a hátságoktól távolabb találhatók. Ugyanakkor az egyre mélyebben fekvő üledékrétegek kora is egyre nagyobb. Az üledékek alatt mindenütt megtalálható a bazaltos alapkőzet, amelynek kora és mágnesezettsége pontosan megegyezik az előre számítható értékkel. Amint már korábban említettük, a mélyfúrások során az óceánok fenekén egyetlen helyen sem találtak 200 millió évesnél idősebb kőzeteket.

Az eddigi eredményeket összefoglalva megállapíthatjuk, hogy a Vine-Matthews-hipotézis; az óceánfenék széttolódásának elmélete teljes egészében bizonyított elméletnek tekinthető.

A világ óceánjain áthaladó hatalmas méretű hátságrendszer Földünknek az a különös helyszíne, ahol a földkéreg állandóan születőben van. A felszínre ömlő és szétterjedő kéreg alatti olvadt kőzetanyag eredményezi az óceánok alatti ismert bazaltvulkánosságot és hozza létre a mágneses anomaliasávokat. Ugyancsak ez magyarázza a hátságok magas hőáramát és a rendszerint pozitív gravitációs Faye-anomáliákat, valamint a negatív Bouguer-anomáliákat. A hátságrendszer mentén keletkező földrengéseket pedig a szétszakadó és a transzform vetődések vonalán elmozduló – közben egymással súrlódó – kőzettestek okozzák.

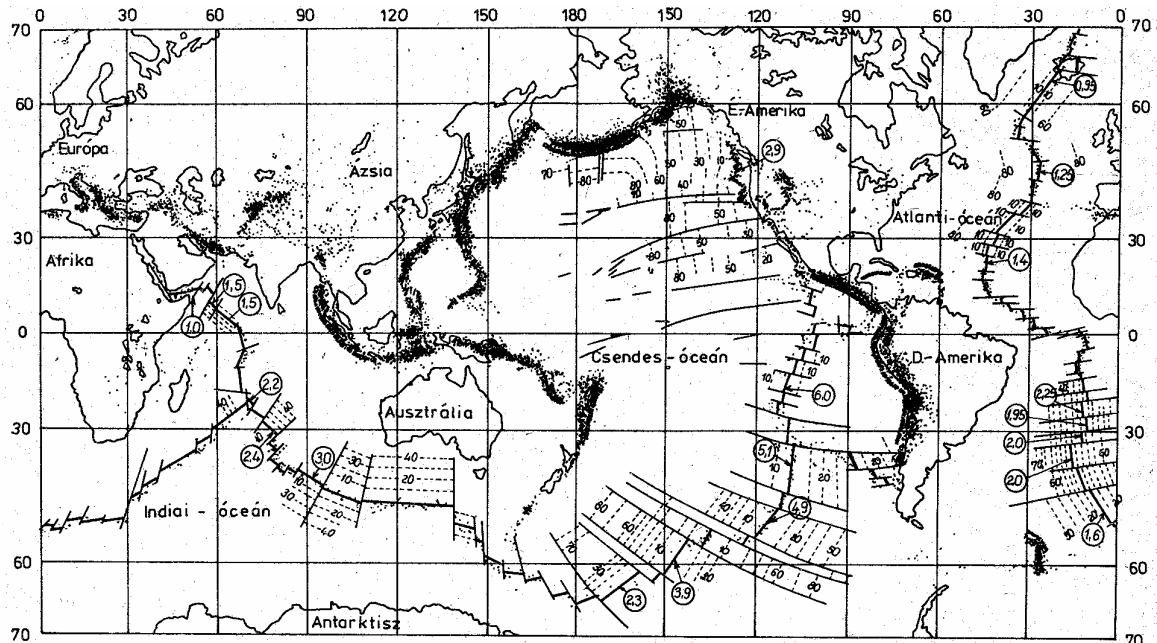
A széttolódás mértéke

A földmágneses időskála birtokában igen egyszerűen meghatározható az ún. *spreading-sebesség*, azaz az óceánfenék kőzeteinek távolodási sebessége az óceáni hátságok gerincvonalától a különböző hátságrészeknél. Mindössze meg kell mérnünk a mágneses anomaliasávok távolságát a hátság gerincvonalától és a földmágneses térfordulások

már ismert időskálájáról le kell olvasnunk az egyes anomáliásávokat okozó kőzetek körét. A spreading-sebességet e két adat hányadosa szolgáltatja. Az eredmények tanúsága szerint a spreading-sebesség a különböző hátság részek mentén más és más. Legnagyobb a Csendes-óceáni-hátság egyenlítői vidékén (6 cm/év) és viszonylag kicsi a Közép-Atlanti-hátság északi részén, ahol alig 1 cm/év . – Természetesen a hátságoknál az évente termelődő új fenékanyag a spreading-sebesség kétszeresével (azaz magával a *széttolódási sebességgel*) arányos, mivel az óceáni hátságok gerincvonala mentén szimmetrikusan mindkét oldalon távolodnak az óceánfenék kőzetei.

HEIRTZLER és munkatársai az itt vázolt módszerrel az óceáni hátságok hatalmas területén végeztek spreading-sebesség meghatározásokat. Vizsgálataik során arra a következtetésre jutottak, hogy az utóbbi 50-80 millió évben az óceánfenék széttolódása közel azonos sebességgel, megszakítás nélkül történt. (Ez egyébként azt jelenti, hogy pl. az utóbbi 80 millió évben 1 és 6 cm/év közötti spreading-sebességek esetén az óceáni hátságoknál $1600-9600 \text{ km}$ széles új óceáni fenékanyag képződött.) HEIRTZLER és munkatársai tehát térben és időben jelentősen kiterjesztették az óceánfenék széttolódásának folyamatát. Számítási eredményeiket a 16. ábrán foglaltuk össze. A hátságok gerincét a vastag folytonos vonalak, az ezeket megszakító töréseket (transzform vetőket) vékony vonalak jelölik. A hátságok gerincvonalával párhuzamos vékony szaggatott vonalak olyan ún. izokronok, amelyek megadják, hogy jelenleg hol található a $10, 20, 30, \dots, 80$ millió éve képződött óceáni fenékanyag; míg a hátságok gerincvonalának közelében látható bekarikázott számok a spreading-sebességeket mutatják cm/év dimenzióban, a megfelelő hátságszakaszra vonatkozóan. Végül a fekete pontok az utóbbi évtizedekben kipattant jelentősebb földrengések epicentrumai.

HEIRTZLER és munkatársai térképét és eredményeit a már említett óceáni mélyfúrások adatai is igazolták. A fúrások során felszínre hozott bazaltok és a felettük levő üledékek kora jól megegyezik a számított és a 16. ábrán látható értékekkel.



16. ábra. Az óceánfenék széttolódásának mértéke

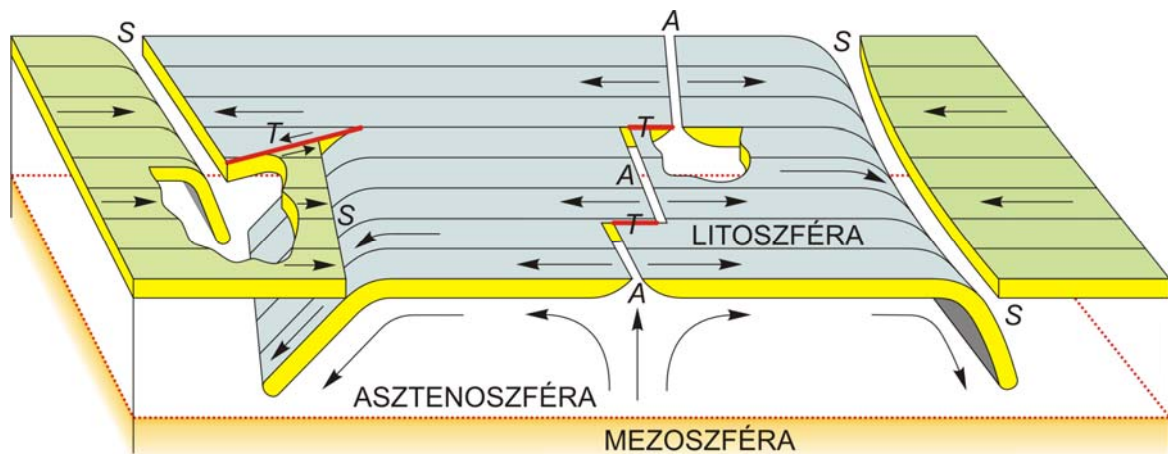
A globális tektonika (lemeztektonika) elmélete

Az 1960-as évek derekán a földtudományokkal foglalkozó szakemberek bizonyítva láttak két különböző vándorlási elméletet: a kontinensek vándorlását és az óceánfenék széttolódását. Tisztázatlan volt azonban, hogyan kapcsolódik egymáshoz e két mozgásrendszer, illetve van-e egyáltalán kapcsolat az óceánfenék széttolódása és a kontinensek vándorlása között. Ezekben az időkben a szakemberek érezték, hogy hamarosan nagy felfedezés fog bekövetkezni. Ez a felfedezés az 1960-as évek végén született meg, amikor a két mozgásrendszert sikerült egységbe hozni és létrejött a szintézis, amelyet lemeztektonikának nevezünk. A lemeztektonika elmélete szerint az óceánfenék és a kontinensek nem külön vándorolnak, hanem olyan nagy egységek (ún. litoszféralemezek) mozognak, amelyek általában óceáni és kontinentális területeket egyaránt magukban foglalnak. A lemeztektonika alapvetően új utakat nyitott a földtudományokban, jelenleg a legátfogóbb és legjelentősebb geotektonikai elmélet, amely alkalmas arra, hogy megmagyarázza a földtudományok alapproblémáit.

A lemeztektonika alaptételei

A lemeztektonika elmélete szerint a Földünk felszíne hat nagy és több kisebb, kb. 60-120 km vastagságú *litoszféralemezre* osztható. Ugyanazon litoszféralemezek általában kontinentális és óceáni területeket egyaránt magukban foglalhatnak. Ezek a közel merevnek tekinthető lemezek egymáshoz viszonyítva mozognak. Közöttük három különböző mozgásforma lehetséges: két lemez vagy távolodik egymástól, vagy szembe mozog egymással, vagy elcsúszik egymás mellett. Ezt a 17. ábrán látható modell szemlélteti.

Az egymástól távolodó lemezszegélyek mentén a litoszféralemezek alatt levő asztenoszférából állandóan új kőzetanyag tör a felszínre és nő hozzá a lemezszegélyekhez. Ezek az *akkréciós (növekedő) lemezszegélyek*. Ilyenek az óceáni hátságok és valószínűleg ilyen a most kialakuló Kelet-Afrikai-árok, a Vörös-tenger és a Bajkál tó vidéke.



17. ábra. A litoszféralemezek mozgásformái

A második mozgásforma esetében két lemez szembe mozog egymással. Attól függően, hogy milyen típusú lemezek ütköznek, két alapeset lehetséges. Amikor kontinentális lemez ütközik óceáni lemezzel, akkor az óceáni lemez a kontinentális terület alá bukik, lehatol több száz km mélységbe, majd feloszlik az asztenoszféra anyagában. Ha azonban

két kontinentális lemez ütközik, akkor ennél lényegesen bonyolultabb kép alakul ki, mivel egyik lemez sem tud a másik alá hatolni. Ekkor olyan zóna jön létre, ahol a kőzetek összenyomódnak, meggyűrődnek, összetöredeznek, hatalmas alá- és fölétolódások alakulnak ki. Az egymással szembe mozgó lemezek határai a *konzumációs lemezszegélyek*, illetve az alátolódó lemezek esetében más néven a *szubdukciós zónák*. Ezek a területeken található a mélytengeri árkok, ezekkel párhuzamosan helyezkednek el az aktív szeizmikus és vulkáni övek és itt található az orogén (hegységképződési) övek is. Ilyen területek pl. a Csendes-óceánt szegélyező cirkumpacifikus öv és az Alp-Himalájai-Melanéziai övezet.

A harmadik mozgásforma két lemez között a közeledés vagy a távolodás nélküli horizontális elcsúszás, a *transzform vetődés*. A leghíresebb példa erre a kaliforniai Szent-András-törésvonal és a törökországi Anatoliai-vetődés.

A különféle lemezszegélyek és mozgásformák vázlatos képe a 17. ábrán látható; ahol *A* az akkréciós lemezszegélyeket, *S* a szubdukciós zónákat és *T* a transzform vetődéseket jelöli.

Az egyes litoszféralemezek belső részei tektonikai szempontból nyugodt területek, a tektonikai aktivitás zónái a lemezek szétszakadó, az egymással szembe mozgó és az egymás mellett elcsúszó szegélyei. A Föld kérgé és a felső köpenyének egy része összefüggő és együttmozgó részt alkot, amelyet *litoszféralemezeknek* nevezünk. A lemez elnevezést részben a merevségük, részben pedig az indokolja, hogy ezek vízszintes kiterjedése legalább tízszerese, de több esetben néhány százszorosa a vastagságuknak. A litoszféralemezek alatt levő több száz *km* vastag és igen kis merevségű övet *asztenoszférának* hívjuk, míg a földköpeny fennmaradó részét, amely ismét nagyobb merevséggel rendelkezik és a tektonikai folyamatokban már nem vesz részt, *mezoszférának* szokás nevezni.

A lemezhatárok megállapítása

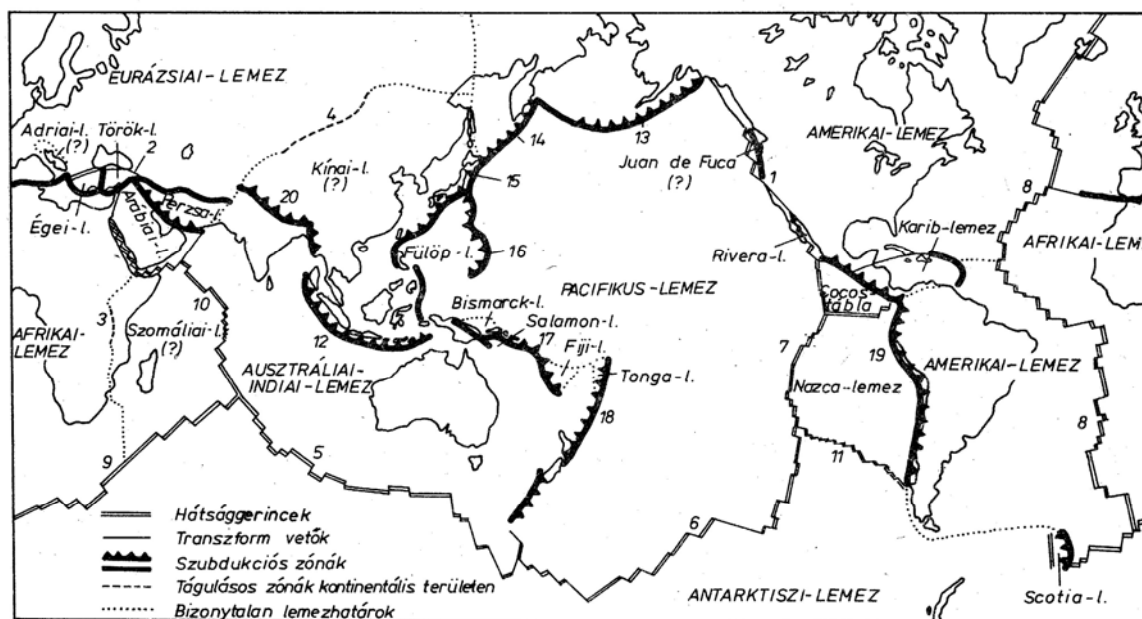
A litoszféralemezek határainak megállapítása az esetek jelentős részében egyszerű feladat, mivel ezek bizonyos felszíni formák alapján is felismerhetők. Lemezhatárok vannak pl. az "élő" óceáni hátságok, a mélytengeri árkok és a transzform törések mentén.

A kevésbé egyértelmű esetekben a lemezhatárokat a Föld tektonikusan aktív zónái jelölik ki, ezért a Föld ismert szeizmicitás térképe a lemezhatárok megállapításához nélkülözhetetlen. Bizonyos esetekben azonban a szeizmicitás térképek sem adnak biztos segítséget a lemezhatárok meghatározásához. Az Alp-Himalájai öv nagy részén pl. a földrengések több száz *km* szélességű sávban pattannak ki, ezért itt a lemezhatárok helyének pontos meghatározása igen nehéz feladat. Bizonytalan lemezhatárok más helyeken is előfordulnak; a későbbiekben ezekkel még részletesebben foglalkozunk.

A litoszféralemezek mozaikja

Ma még nincs véglegesen lezárva az a kérdés, hogy pontosan hány litoszféralemez található a Földön, mivel egyrészt bizonyos lemezhatárok pontos megállapítása még nem történt meg, másrészt a válasz attól is függ, hogy a lemezek legkisebb méretének és a lemezhatárok menti legkisebb elmozdulásoknak mely értékét fogadjuk el. Így az alapkérdés inkább az, hogy mekkora azon litoszféralemezek minimális száma, melyek kielégítően meghatározzák a globális tektonikai modellt. LE PICHON 1968-ban hat lemezből álló modellt alkalmazott és meghatározta az egyes lemezek közötti relatív sebességeket. A hat

legnagyobb lemez: az Amerikai-, az Eurázsiai-, az Afrikai-, az Indiai-Ausztráliai-, az Antarktisz-, és a Pacifikus-lemez. Később ezt a modellt további hat kisebb lemez figyelembevételével finomították; ezek a Nazca-, a Cocos-, a Karib-, a Fülöp-, az Arábiai-, és a Szomáliai-lemez. Napjainkban ezen 12 lemezen kívül további 12 lemez, illetve kisebb táblák létezését feltételezik, azonban ezek közül néhány létezése és a megállapított lemezhatárok erősen megkérdőjelezhetők. A további 12 litoszféra-lemez: a Kínai-, a Perzsa-, a Török-, a Tonga-, az Égei-, az Adriai-, a Bismarck-, a Salamon-, a Fiji-, a Scotia-, a Juan de Fuca (Gorda)-, és a Rivera-lemez. A felsorolt lemezek elhelyezkedése és a lemezhatárok a 18. ábrán láthatók.



18. ábra. A litoszférolemezek mozaikja és a lemezhatárok

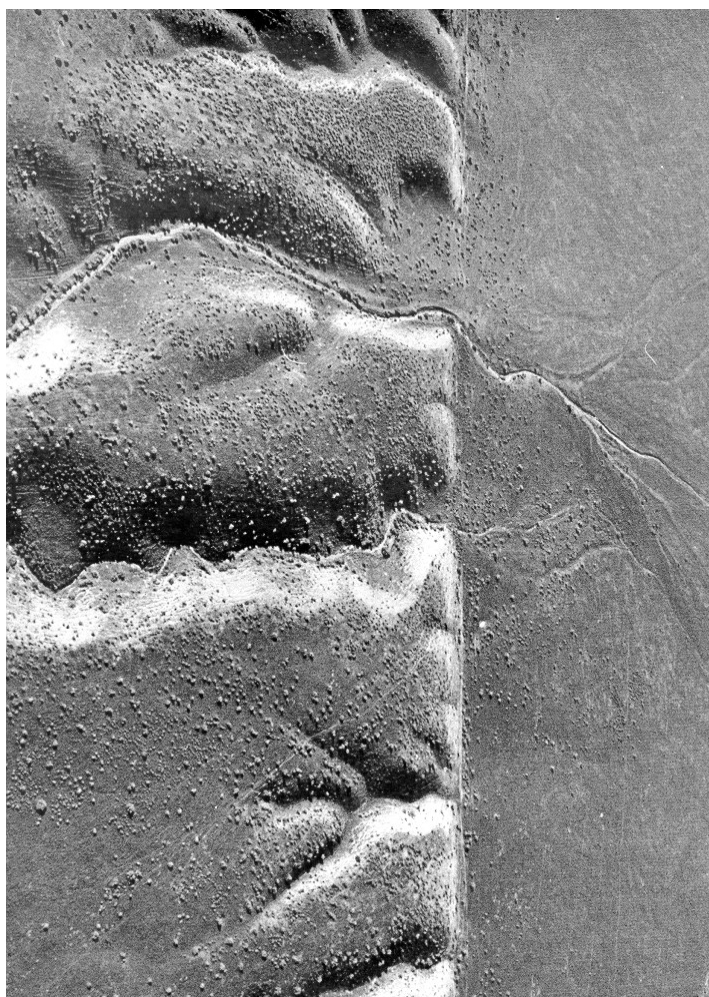
A lényegesebb lemezhatárok az ábrán látható számozás alapján: 1 = a kaliforniai Szent-András-törésvonal, 2 = Anatóliai-vető, 3 = Kelet-Afrikai-árokrendszer, 4 = Bajkál-árok, 5 = Délkelet-Indiai-hátság, 6 = Pacifikus-Antarktisz-hátság, 7 = Kelet-Pacifikus-hátság, 8 = Közép-Atlanti-hátság, 9 = Atlanti-Indiai-hátság, 10 = Calsberg-hátság, 11 = Chillei-hátság, 12 = Jáva-árok, 13 = Aleut-árok, 14 = Kuril-árok, 15 = Japán-árok, 16 = Mariana-árok, 17 = Uj-Hebridák-árok, 18 = Tonga-Kermadec-árok, 19 = Peru-Chillei-árok, 20 = Himalája.

A hat fő litoszféra egység közül a csendes-óceáni területeket magába foglaló *Pacifikus-lemez* határai definiálhatók a leghatározottabban. A Pacifikus-lemezt a keleti és a déli oldalán a Kelet-Pacifikus-hátság és a Pacifikus-Antarktisz-hátság, az északi és a nyugati oldalán pedig mélytengeri árok sora határolja. Ezekkel a mélytengeri árokkal kapcsolatos Földünk egyik legaktívabb tektonikus övezete.

Jól meghatározhatók az *Antarktisz-lemez* határai is, amelyet minden oldalról óceáni hátságok öveznek, kivéve ennek az Amerikai-lemezzel érintkező részét, ahol a szört szeizmicitás alapján nehéz megállapítani a két lemez határát. Érdekes megjegyezni, hogy mivel az Antarktisz-lemezt minden oldalról óceáni hátságok veszik körül, ezért ennek a területe állandó növekedésben van.

Csaknem ugyanezt állíthatjuk az *Afrikai-lemezről* is, mivel ennek határait is túlnyomó részben óceáni hátságok (a Közép-Atlanti-, az Atlanti-Indiai-, és a Calsberg-hátság) alkotják. Az Afrikai-lemez növekedésének egyik következménye, hogy az indiai-óceáni Calsberg-hátság távolodik a Közép-Atlanti-hátságtól. Az Afrikai-lemeznek mind-

össze az Eurázsiai-lemez felőli északi határa konzumációs, azaz "pusztuló" lemezszegély. Erre a területre rendkívül változatos és bonyolult tektonizmus jellemző; ezen a részen több mikrolemez létezése feltételezhető, melyek igen bonyolult mozgásokat végeznek, megnehezítve ezzel az Afrikai-lemez északi határának pontos megállapítását. Ezen a részen található az Adriai-, az Égei-, a Török-, és az Arábiai-lemez. A szeizmológiai mérések alapján érdekes, hogy az Afrikai-lemez északi határa nem esik egybe Afrika partszegélyével, hanem hozzá tartozik még a Földközi-tenger déli, délkeleti része is. Ez a rész az itt található mikrolemezekkel együtt benyomódik Eurázsia testébe és ez hozza létre azt a földrengéses zónát, amely az afrikai Atlasz-hegységnél kezdődik, majd Szicílián, az Appenninek, a Dinaridák és a Hellenidák területén át húzódik. Az Afrikai-lemez legizgalmasabb kérdése az Afrikai-árokrendszer tektonizmusa. Igen nagy a valószínűsége, hogy a kontinens alá befutó Indiai-hátság az Afrikai-árokrendszer mentén éppen lehasítja a kontinens keleti részét, tehát itt egy kisebb lemez (a Szomáliai-lemez) kialakulása és Afrikától történő eltávolodása van folyamatban.



19. ábra. A kaliforniai Szent-András törésvonal részlete

Az *Amerikai-lemez* az Atlanti-óceán nyugati részét és az amerikai kontinenseket magába foglaló hatalmas lemez, amelynek mindössze a keleti és nyugati szegélye tekinthető megnyugtatóan tisztázottnak. A keleti szegélye a Közép-Atlanti-hátság, a nyugati határa mentén pedig részben mélytengeri árkok, részben transzform törések helyezkednek el. Többek között itt található a transzform vetődések klasszikus példája: a kaliforniai Szent-András törésvonal, ahol a Kelet-Pacifikus-hátság eléri az észak-amerikai kontinens

nyugati részét. (A 19. ábrán a Szent-András törésvonal egy részletéről készített légifénykép látható. Az ábra jobb oldalán levő terület az Amerikai-lemezhez, míg a bal oldalán látható terület a Pacifikus-lemezhez tartozik. A bal oldali lemez a jobb oldalihoz képest északi irányban - az ábrán felfelé - csúszik el, kialakítva ezzel a több száz *km* hosszúságú Szent-András törésvonalat.) Az Amerikai-lemeznek az Eurázsiai-lemezzel érintkező határa teljesen bizonytalan és gyakorlatilag a Bering-szoros környezetében bárhol húzódhat. Egyelőre még az sem teljesen tisztázott, hogy az Amerikai-lemez egyetlen hatalmas litoszféra egység, vagy pedig két különálló részből: az Észak-, és a Dél-Amerikai-lemezből áll-e.

Az Ausztráliai-Indiai-lemez az óceáni területeken kívül kontinentális területeket is tartalmaz, így a legjobban szemlélteti, hogy a litoszféralemezek határai a legtöbb esetben nem esnek egybe a kontinensek szegélyvonalaival. Az Ausztráliai-Indiai-lemez körvonalai jól meghatározhatók, kivéve az Eurázsiai-lemezzel ütköző szegélyét, amely mikrolemezekkel tarkított több száz *km* szélességű bizonytalan sáv.

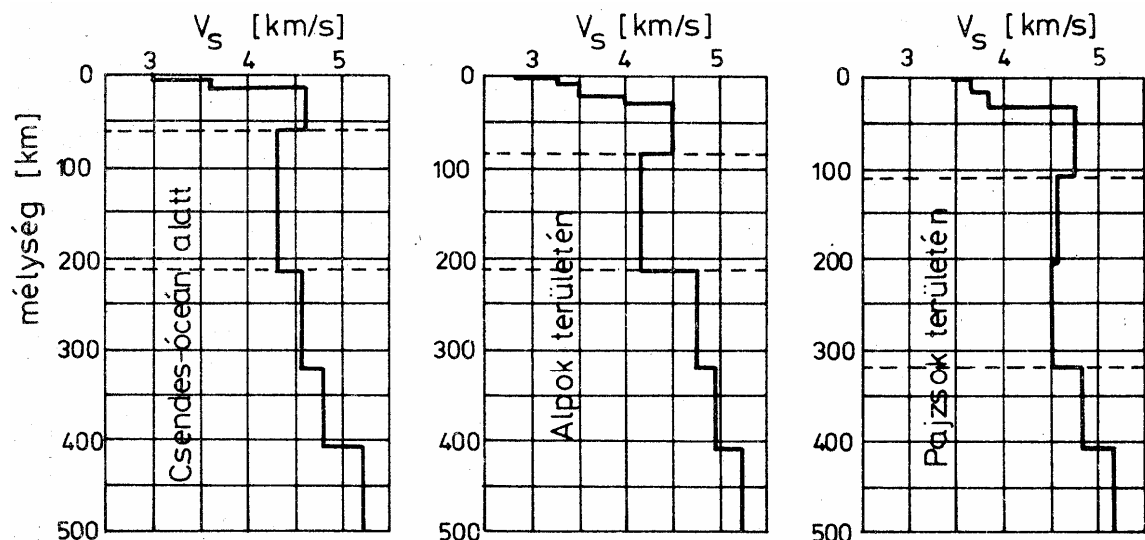
Az Eurázsiai-lemez határait néhány kivételes esettől eltekintve viszonylag nehéz pontosan meghatározni. A lemez déli szegélyét az Alp-Himalájai-Melanéziai-öv világosan jelzi, de a lemez határa akár a szétszórt szeizmicitás, akár a morfológia alapján az afrikai Atlasz-hegységtől egészen a Himalájáig a mikrolemezekkel bonyolított több száz *km* szélességű sávban bárhol lehet. Még ennél is bizonytalanabb a már említett Eurázsiai-, és az Amerikai-lemez közötti határ. További bizonytalanságot okoz a Bajkáli-törésrendszer, amely azt sejteti, hogy az Eurázsiai-lemez Kína környéki területe (a Kínai-lemez) különálló egység, amely a Szomáliai-lemezhez hasonlóan most van kialakulóban és várhatóan elszakad az Eurázsiai-lemeztől.

A hat nagyobb lemez mellett létező további legalább 18 kisebb litoszféra egység a Föld teljes felszínének alig 15%-át foglalja el, így ezekkel nem foglalkozunk részletesebben.

A litoszféralemezek vastagsága

Elsősorban a szeizmológiai mérések alapján évtizedek óta ismeretes, hogy a földkéreg vastagsága a kontinentális területek alatt 30-60 *km*, míg az óceáni területek alatt legfeljebb 7-10 *km*. Nyilvánvaló, hogy a litoszféralemezeknek legalább olyan vastagságúaknak kell lenni, mint a kontinentális, vagy az óceáni kéreg. A Mohorovicic határfelületet hosszú évekig a mechanikai szétkülönülés felületének, fontos fizikai diszkontinuitásnak tekintették, amely mentén végbemennek a nagy kéreg-elmozdulások. Ma már nyilvánvaló, hogy ha létezik ilyen szétválasztó zóna, akkor ennek jóval a Moho felület alatt kell elhelyezkednie.

A lemezvastagság pontos meghatározásához a legfontosabb adatokat a szeizmológia szolgáltatja. A szeizmológiai megfigyelések szerint a felső köpenyben kb. 60-120 *km* mélységtől legfeljebb 100-200 *km* vastagságú csökkent sebességű zóna (az ún. Gutenberg-csatorna) található. A 20. ábrán a Gutenberg-csatorna helyzete látható a Föld három jellegzetes területén. (A görbék lépcsős alakja a számolási módszerből ered és nincs határozott jelentése, így csak a görbék menete a fontos.) Mindhárom görbe egyértelműen mutatja a Gutenberg-csatorna helyzetét; a leghatározottabban a tektonikailag aktívabb területek (pl. az Alpok) alatt jelentkezik - itt csökken a legkisebb értékűre a transzverzális hullámok terjedési sebessége - gyengébben jelentkezik viszont a nyugodt prekambriumi pajzsok alatt. Érdekes és nem lehet véletlenszerű a mélysége sem: az óceánok alatt magasabban, a kontinensek alatt mélyebben helyezkedik el.



20. ábra. A Gutenberg-csatorna helyzete különböző területek alatt

A földrengéshullámoknak a Gutenberg-csatornában tapasztalható kisebb terjedési sebessége legegyszerűbben azzal magyarázható, hogy az anyag ebben az övben az olvadáspontjához közeli hőmérséklete miatt részben olvadt állapotban lehet és a környezeténél kevésbé mereven viselkedik. Ennek megfelelően ebben a mélységben az anyag igen nagy viszkozitású folyadéknak is tekinthető; a számítások szerint itt a viszkozitás 10^{22} P nagyságrend körüli értékű. (Minél kisebb valamely anyag viszkozitása, annál folyékonnyabb. A viszkozitás egysége a *poise* (*P*); a víz viszkozitása pl. 0.01 P.)

Ezek az adatok tehát azt mutatják, hogy a Föld külső 60-120 km vastagságú merev rétege egy sokkal rugalmasabb, magasabb hőmérsékletű és viszonylag kis viszkozitású rétegen helyezkedik el. Ezt a legkülső 60-120 km vastagságú merev tartományt tekintjük a litoszféra lemezek vastagságának, míg az alatta levő plasztikus felső köpenyt asztenoszféranak nevezzük.

CHAPMAN és POLLACK vizsgálatai szerint a litoszféralemezek vastagságát elsősorban geotermikus törvények szabályozzák. Ennek megfelelően különösen vékony a litoszféra pl. az óceáni hátságok gerincvonala közelében - ahol igen magas hőáram értékek mérhetők, viszont igen vastag a kontinensek belsejében található pajzsok területén - ahol alacsony a földi hőáram értéke.

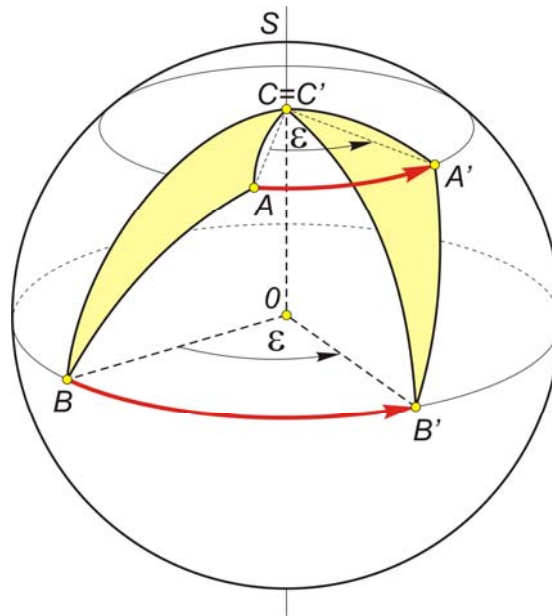
A litoszféralemezek mozgása

A lemezek geometriai viszonyainak leírása során tulajdonképpen síkbeli körülmények között gondolkodtunk, mivel a földgömbön megvalósuló viszonyokat síkban ábrázoltuk és ezeknek a síkbeli ábráknak a szemlélete alapján állapítottunk meg különféle összefüggéseket. Ezt eddig megtehettük, mert a gömbről a síkra történő vetítés során törvényszerűen fellépő térképi torzulások elvileg nem zavarták a jelenségek leírását.

A továbbiakban azonban a mozgásokat már a gömbi viszonyok figyelembevételével kell vizsgálnunk, hiszen a litoszféralemezek a Föld felszínén, azaz gömbfelületen mozognak.

A lemezek relatív mozgásának leírásához ismernünk kell EULER-nak azt a geometriai tételét, amely szerint valamely gömbfelületen elhelyezkedő geometriai alakzat legaltánosabb elmozdulása elemi elfordulások összegezeként fogható fel. Ezt szemlélteti a 21. ábra, ahol az *ABC*-vel jelölt gömbháromszöget a *C* ponton átmenő *S* tengely körül

ε szöggel elfordítva a gömbháromszög az $A'B'C$ helyzetbe kerül. Az ábrán megfigyelhetjük, hogy a síkon történő elmozdulással szemben gömbfelületen nem létezik olyan elmozdulás, amely esetében az illető geometriai alakzat minden pontja azonos pályán és azonos mértékben mozdul el. Valamely tengely körüli elfordulás esetén a testek pontjai a forgástengelyen levő pontok kivételével a forgástengelyre merőleges síkokban, különböző körívek mentén mozdulnak el.



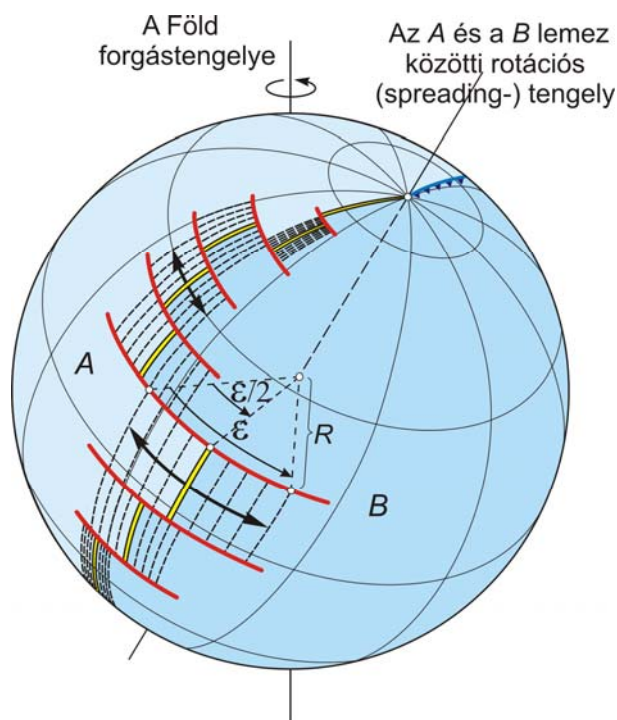
21. ábra. Gömbfelületi alakzat elmozdulása

Mivel a földgömb felszínén a litoszféralemezek egymáshoz képest mozognak, a fentiek értelmében bármely két lemez relatív elmozdulása leírható, mint a Föld középpontján átmenő megfelelő tengely körüli elfordulás. (Ez a tengely természetesen csak kivételesen ritka esetben egyezhet meg a Föld forgástengelyével ezért megkülönböztetésül rotációs tengelynek nevezzük.) A rotációs tengelyre merőleges síkok földfelszíni metszésvonalai körök, amelyeket rotációs szélességi köröknek nevezünk. A legnagyobb rotációs szélességi kör a rotációs egyenlítő; míg a rotációs tengely földfelszíni metszéspontjai a rotációs pólusok. A földrajzi hosszúság- és szélességvonalak analógiájára a rotációs szélességi körökre merőleges vonalak a rotációs hosszúságvonalak.

Ezek után vizsgáljuk meg az akkréciós lemezszegélyek - vagyis a hátsággerincek két oldalán levő lemezek egymáshoz viszonyított elmozdulását. Mivel az óceáni hátságok gerincvonala és az ezeket szétszabdalo transzform törések általában jó közelítéssel merőlegesek egymásra, ezért velük párhuzamosan megrajzolhatók a 22. ábrán látható rotációs szélességi és hosszúsági körök, amelyek viszont kijelölik az adott lemezhatárhoz tartozó rotációs pólusokat és ezzel a rotációs- (ebben az esetben az ún spreading-) tengely irányát. Így az óceáni hátságok gerincvonala párhuzamos a rotációs hosszúságvonalakkal, a transzform vetők pedig a rotációs szélesség-vonalakkal. Ha az ábrán az A lemezt rögzített helyzetűnek képzeljük és a B lemezt hozzá képest ε szöggel elfordítjuk, akkor mivel a hátságok gerincvonala mentén mindkét lemezhez szimmetrikusan adódik az új terület, ezért a gerincvonal $\varepsilon/2$ szöggel fordul el. Két lemez egymáshoz viszonyított távolodása tehát a spreading-tengely körül megfelelő ε szöggel történő elfordulással írható le; míg a széttolódási sebesség:

$$v = \frac{d\varepsilon}{dt} r = \omega r$$

ahol r a vizsgált pont távolsága a rotációs tengelytől, ω pedig a 22. ábrán látható ε szög változásának, azaz a két lemez egymáshoz viszonyított elfordulásának sebessége. Mivel a vizsgálatok szerint két szomszédos lemezre az ω szögsebesség értéke hosszabb időtartamon belül állandó, ezért a két lemez távolodási sebessége a spreading-tengelytől mért r távolság függvénye. Így nyilvánvalóan a legnagyobb széttolódási sebességek a spreading-tengelytől legtávolabb, a rotációs egyenlítő környékén adódnak; ettől a spreading-pólusok felé közeledve egyre csökken, majd ezeket elérve zérus a széttolódás sebessége.



22. ábra. Két lemez relatív elmozdulása az óceáni hátságok mentén

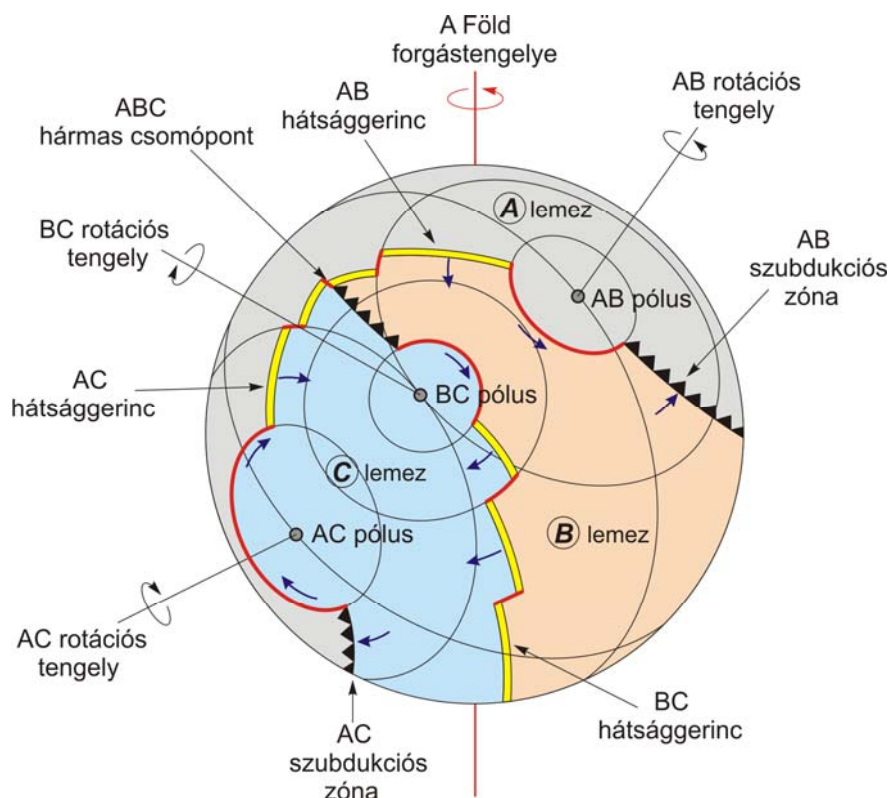
Mindezek figyelembevételével már könnyen megérthetjük a 16. ábrán a spreading-sebességek "furcsa" területi eloszlását. (Természetesen két lemez széttolódási sebessége nem egyezik meg a 16. ábrán közölt spreading-sebességekkel, hanem ennek kétszerese, mivel a spreading-sebesség nem más, mint az óceánfenék közeteinek a hátság gerincvonalától szimmetrikusan jobbra és balra történő eltávolodásának mértéke; míg a két lemez közötti széttolódási sebesség a 22. ábra szerint az egyik lemeznek a másikhoz viszonyított elmozdulása alapján számítható.)

Az eddigiek alapján a hátság részek két oldalán levő lemezekhez tartozó spreading-tengelyek és a széttolódás mértékét jellemző rotációs szögsebességek nem csak a spreading-sebességekből, hanem a transzform vetők irányának és hosszának felhasználásával is meghatározhatók. A két egymástól független módszerrel kapott eredmények többé-kevésbé jól megegyeznek.

A spreading-sebességek és a transzform vetődések adatai alapján a különböző óceáni hátságokhoz (vagyis az akkréciós lemezszegek két oldalán levő litoszférolemezekhez) más-más spreading-tengely és más-más rotációs szögsebesség tartozik. Újabb vizsgálatok eredményei szerint valószínű, hogy a spreading-tengelyek helyzete az időben változik, ezért a hozzájuk tartozó póluspárok is lassú mozgásban vannak.

Az akkréciós lemezszegek mentén fellépő mozgások tanulmányozása után vizsgáljuk meg a konzumációs lemezszegekénél tapasztalható mozgásokat. Ehhez először

meg kell vizsgálnunk azt, hogy mi történik a hátságoktól távolodó litoszféra anyaggal – pontosabban mennyi anyag emésztődik fel a konzumációs helyeken. Pontosan ugyanannyi-e, mint amennyi termelődik a hátságok gerince mentén, vagy kevesebb, esetleg több? Több litoszféra anyag azért nem emésztődhet fel, mert ebben az esetben valaminek el kellene "nyelni" a többletanyagot a Föld belsejében. Marad tehát az a kérdés, hogy állandó nagyságú-e a Föld felülete, vagy növekszik? Erre vonatkozóan ma még nem állnak rendelkezésre bizonyító adatok, azonban általánosan elfogadott nézet szerint pontosan annyi litoszféra-anyag jut vissza az asztenoszférába, amennyi az akkréciós lemezszelegélyek mentén termelődik – vagyis a lemezek növekedése nem eredményezi a Föld tágulását. Ezt a következtetést főleg geometriai okok indokolják, hiszen ha nem emésztődne fel a konzumációs helyeken ugyanannyi anyag, mint amennyi a hátságok mentén termelődik, akkor ez a Föld alakjának megváltozásához vezetne. Mivel ez egyelőre nem figyelhető meg, ezért feltételezhetjük, hogy a földfelszín területe állandó. Ekkor viszont az egyes lemezek határainak ismeretében és az akkréciós lemezszelegélyeknél mérhető távolodások figyelembevételével kiszámíthatjuk bármely két lemez egymáshoz viszonyított rotációját; és így közvetve meghatározhatjuk a lemezek egymáshoz viszonyított mozgását a konzumációs lemezszelegélyek mentén (a szubdukciós zónákban) is, – ahol egyébként nem áll a rendelkezésünkre közvetlen mérési lehetőség. Ezt szemlélteti a 23. ábra, ahol három különböző lemez egymáshoz viszonyított elmozdulása látható.



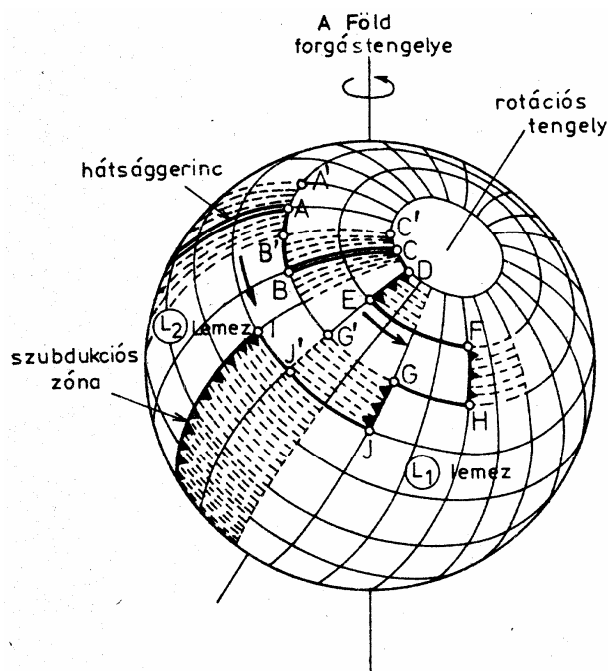
23. ábra. Három litoszférolemez egymáshoz viszonyított elmozdulása

Amennyiben ismerjük a 23. ábrán látható két lemezpár: az *A* és a *B*, valamint az *A* és a *C* között a rotációs pólusok helyét és a rotációs szögsebességek értékét (a rotációs szögsebesség-vektorokat), akkor meghatározhatjuk a harmadik lemezpár: a *B* és a *C* rotációs tengelyét és rotációs szögsebességét - vagyis a *B* és a *C* lemezre vonatkozó rotációs szögsebesség-vektort. Így pl, az Amerikai-Antarktisi rotációs szögsebesség-vektor az Amerikai-Pacifikus és a Pacifikus-Antarktisi lemezpárokra vonatkozó szögsebesség-vektorok összegeként határozható meg; de pl. az Indiai-Antarktisi vektor már

négy rotációs szögsebesség-vektor: az Indiai-Afrikai, az Afrikai-Amerikai, az Amerikai-Pacifikus és a Pacifikus-Antarktisi összegeként állítható elő. Végül a rotációs szögsebesség-vektorok ismeretében egyszerűen kiszámítható a konzumációs lemezszegélyek bármely részénél a közeledési sebesség.

Érdeemes még röviden szót ejteni a 23. ábrán látható különös pontról – az A , a B és a C lemez közös találkozási helyéről – amelyet hármás csomópontnak nevezünk. Ha a gömb felszínén legalább három különböző lemez van, akkor bármely két lemez közötti határvonal csak hármás csomópontban érhet véget. Általában ezek a csomópontok a lemezekhez képest valamilyen irányban vándorolnak, és csak ritkán - a mozgásvektorok különös eloszlása mellett - maradnak stabil helyzetben. Instabil hármás csomópontok esetén a litoszférolemezek alakja folyamatosan változik.

Végül vizsgáljuk meg, hogy a hátsággerincek mentén szimmetrikusan képződő és a szubdukciós zónákban aszimmetrikusan elpusztuló kéreganyag mozgása során milyen mozgástörvények figyelhetők meg a transzform törések mentén. A transzform törések három típusa: a két hátsággerinc közötti, a hátsággerinc és szubdukciós zóna közötti, valamint a két szubdukciós zóna közötti transzform vetők a 24. ábrán láthatók. Az ábrán az L_1 lemezt rögzített helyzetűnek képzeljük, míg az L_2 lemez az L_1 -hez képest az óramutató járásával ellentétes irányban ε szöggel elfordul. A két hátsággerinc közötti AB transzform törés hossza állandó marad ($\overline{AB} = \overline{A'B'}$), mivel a hátság gerince mentén szimmetrikusan képződik új terület. A hátsággerincek és a szubdukciós zónák közötti transzform törések hossza a $d\varepsilon/dt$ elfordulási szögsebesség felével arányosan nő vagy csökken. Az ábrán pl. a $C'D$ transzform törés hossza CD -re rövidül; de ha az ED szubdukciós zónában nem az L_2 lemez merülne az L_1 lemez alá, hanem fordítva (mint pl. a GJ esetében), akkor a $C'D$ távolság növekedne. Végül a két szubdukciós zóna közötti transzform törés hossza az EF esetén állandó marad, a $G'H$ távolság GH -ra rövidül, míg az IJ' IJ -re növekszik az adott mozgásviszonyoknak megfelelően.



24. ábra. Elmozdulások a transzform törések három típusa esetén

Az eddigieket összefoglalva az 1. táblázatban megadjuk a nagyobb lemezek egymáshoz viszonyított mozgását leíró rotációs pólusok helyét és a rotációs szögsebességeket

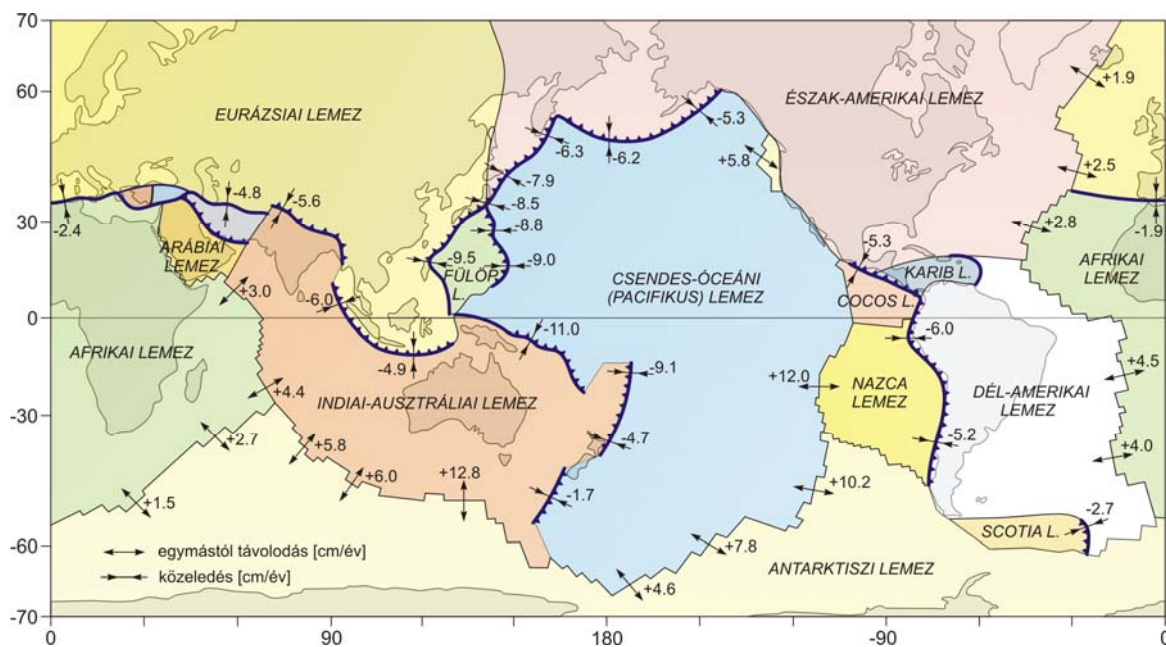
értékét MORGAN adatai szerint. A táblázatban a kövér betűkkel jelölt értékeket közvetlen megfigyelések adataiból, a fennmaradó többi értéket pedig közvetett úton határozták meg. A pozitív szögsebesség-értékek esetén a lemezek egymástól távolodnak, a negatív értékek esetén pedig egymáshoz közelednek.

1. táblázat. Rotációs szögsebességek és a rotációs pólusok földrajzi koordinátái a nagyobb lemezpárokra.

lemezpárok	rotációs pólus szélessége	földrajzi hosszúsága	szögsebesség [10 ⁻⁷ °/év]
Eurázsiai-Amerikai	60° É	135° K	+2.1
Afrikai-Amerikai	62° É	36° Ny	+3.3
Pacifikus-Antarktiszi	70° D	99° K	+10.4
Arábiai-Szomáliai	28° É	22° K	+3.6
Amerikai-Pacifikus	54° É	61° K	+6.9
Pacifikus-Eurázsiai	67° D	114° K	-8.0
Pacifikus-Indiai	59° D	178° K	-12.3
Amerikai-Antarktiszi	71° D	4° K	-4.3
Afrikai-Antarktiszi	24° D	17° Ny	+3.0
Indiai-Antarktiszi	7° É	31° K	+6.8
Afrikai-Eurázsiai	23° É	39° Ny	-2.8
Indiai-Eurázsiai	29° É	27° K	-6.5
Arábiai-Afrikai	37° É	18° K	+3.4
Indiai-Szomáliai	16° É	53° K	+6.0
Szomáliai-Antarktiszi	19° D	26° Ny	+2.7
Indiai-Arábiai	0°	82° K	+3.4
Arábiai-Eurázsiai	34° É	9° Ny	-5.6
Pacifikus-Fülöp	5° É	145° Ny	-18.0
Eurázsiai-Fülöp	30° É	151° K	-17.8
Indiai-Fülöp	43° É	130° K	-17.8
Cocos-Pacifikus	44° É	113° Ny	+19.0
Cocos-Nazca	1° É	133° Ny	+8.4
Nazca-Pacifikus	64° É	85° Ny	+14.7
Nazca-Antarktiszi	51° É	90° Ny	+4.5
Nazca-Amerikai	67° É	116° Ny	-8.2
Karib-Amerikai	25° É	114° K	-5.5
Cocos-Karib	20° É	111° K	-15.4
Afrikai-Szomáliai	36° D	41° K	+0.6
Cocos-Amerikai	34° É	129° Ny	-13.8

A közölt adatok alapján megállapítható, hogy pl. az Antarktiszi-lemez Afrikától és az Indiai-Ausztráliai-lemeztől is távolodik, az Amerikai-lemezhez viszont közeledik. Az Eurázsiai-lemezhez délről az Afrikai-, és az Indiai-, keletről pedig a Pacifikus-lemez kö-

zeledik; így az Alp-Himalájai-Melanéziai-öv egyértelműen konzumációs, szubdukciós zóna. Az Amerikai-lemez mind az Eurázsiai-, mind az Afrikai-lemeztől távolodik; összhangban a kontinensek vándorlásának elméletével. Az adatokból még többek között az is kiolvasható, hogy az Atlanti-, és az Indiai-óceán növekedő, ún. akkréciós óceánok, míg a Csendes-óceán és a Földközi-tenger területe fokozatosan csökken.



25. ábra. A nagyobb litoszférelémezek egymáshoz viszonyított mozgási sebessége

Az 1. táblázat adatai alapján a különböző lemezhatárok mentén bárhol kiszámítható a lemezek egymáshoz viszonyított mozgási sebessége. A 25. ábrán a nagyobb litoszférelémezek legjellegzetesebb egymáshoz viszonyított mozgási sebességértékeit tüntettük fel *cm/év* dimenzióban, (a pozitív értékek távolodást, a negatív értékek közeledést jelentenek). Látható, hogy a legnagyobb elmozdulások a Pacifikus-, és az Indiai-Ausztráliai-lemez határai mentén tapasztalhatók.

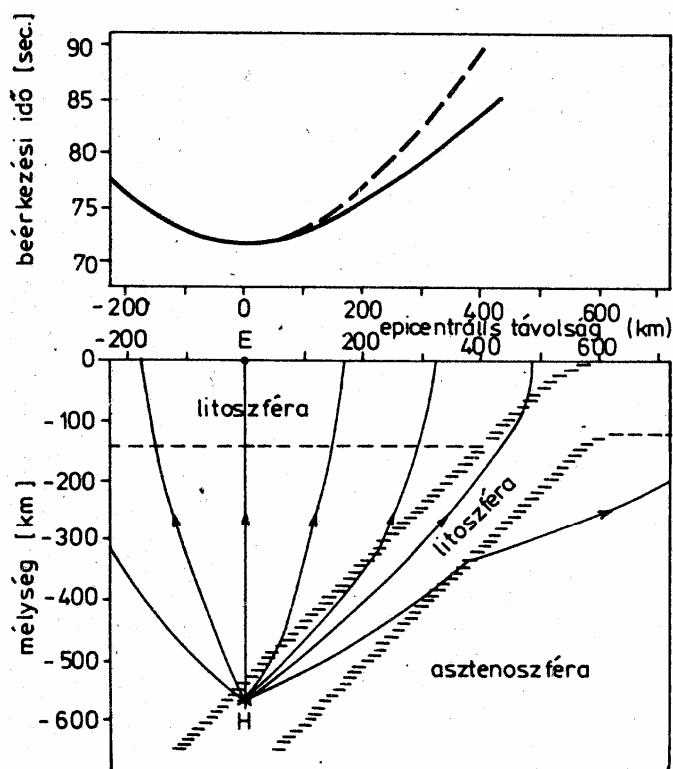
A litosféra szubdukciója

A litoszférelémezek szegélyvonalai mentén kétfajta olyan különös helyszín található, ahol a Föld jellegzetes felszíni formái kialakulnak és a legjelentősebb tektonikai folyamatok lejátsszódnak. A földfelszín egyik ilyen különös helyszíne az óceáni hátságok gerincvonala - ahol állandóan új földkéreganyag születik, a másik pedig a szubdukciós zónák - ahol a hátságok gerincvonalánál született litoszférelemez néhány száz, de inkább néhány ezer *km*-es vándorlás után ismét a földköpeny mélyebb részeibe merül.

A litoszférelémezek konzumálódása (szubdukciója) talán a lemeztektonika legfontosabb jelensége. A szubdukció nem csak azt magyarázza meg, hogy mi történik az idősebb litoszférával, hanem magyarázatot ad számos geológiai folyamatra is, amelyek kialakítják Földünk arculatát. A Föld legtöbb aktív vulkánja és földrengése kapcsolatba hozható az alátolódo litoszférelemekkel. A tengerekből kiemelkedő hatalmas szigetek - mint pl. az Aleut-, a Kuril-, a Mariana-, vagy pl. a Japán-szigetek - mind a szubdukciós folyamat felszíni megnyilvánulásai. A világ óceánjainak legmélyebb árcai - mint pl. a Japán-, a Fülöp-, a Mariana-, vagy pl. a Jáva-árok - a szigetívekkel együtt a szubdukciós zónáknak az óceánok felé eső határát mutatják. Hasonlóképpen a nagyobb láncrészletek

- mint pl. a Himalája vagy pl. az Andok - keletkezése szintén a litoszférelémezek össze-
 ütközésének és szubdukciójának eredménye.

Mivel a világ óceánjai alatt található kőzetek sehol sem idősebbek 200 millió éves-
 nél, ezért nyilvánvaló, hogy az óceánok alatti kb. 20 milliárd km^3 térfogatú litoszfé-
 anyag az utóbbi 200 millió évben képződött az óceáni hátságok mentén. Korábbi megfon-
 tolásunk értelmében azonban kb. ugyanannyi litoszfé-
 ra anyag jut vissza az asztenoszférába mint amennyi az akkréciós lemezszegélyek mentén termelődik, követke-
 zésképpen hatalmas mennyiségű - évente mintegy $100 km^3$ térfogatú litoszfé-
 ra-anyag "pusztul el" a szubdukciós zónákban.



26. ábra. Földrengéshullámok menetidőgörbéje szubdukció esetén

A szubdukció pontos leírásához vizsgáljuk meg a konzumációs lemezszegélyek
 mentén gyakran kipattanó földrengések hipocentrumainak eloszlását és a rengések jel-
 lemzőit. Ebből a szempontból a 100 km -nél nagyobb fészekmélységű földrengések érde-
 kesek. Amint korábban már láttuk, a legfontosabb ilyen területek a Cirkumpacifikus-öv (a
 Csendes-óceán partvidéke) és az Alp-Himalájai-övezet. Ezeken a területeken a hipocent-
 rumok nagyrészt a kontinensek alá hajló vékony lemezszerű övben helyezkednek el, ame-
 lyet a felfedezőjükről Benioff-zónáknak neveztek el. Fontos következtetésre juthatunk, ha
 az egyes szeizmológiai obszervatóriumokban megvizsgáljuk az elsőnek beérkező föld-
 rengéshullámokat. Korábban már láttuk, hogy ezekből megállapítható a rengéseket kivál-
 tó törések síkja és a felhalmozódott feszültségek iránya. A tapasztalat szerint a törések
 síkja az esetek döntő többségében párhuzamos a Benioff-zóna dőlésével. Ebből viszont
 arra következtethetünk, hogy a közepes és a mélyfészekű rengések az asztenoszférába alá-
 bukó litoszférelmezben pattannak ki, az ebben felhalmozódó feszültségek hatására. Így
 az alátolódo lemez lemerülése a Benioff-zóna pontos feltérképezésével nyomon követhet-
 tő. További fontos adatok nyerhetők a földrengéshullámok menetidőgörbéinek vizsgálata
 során. Ha a 26. ábrán a H pontban földrengés pattan ki, akkor a felszínnel párhuzamos

homogén rétegek esetén az E epicentrumtól távolodva szimmetrikusan egyre később érkezének a felszínre a földrengéshullámok, vagyis az epicentrumra szimmetrikus menetidőgörbét kapnánk. Ezt a 26. ábra felső részén szaggatott vonallal jelöltük. Ezzel szemben szubdukció esetén, ha a H hipocentrum a 26. ábrán látható alátolódó litoszféralemezben van, akkor a menetidőgörbe jobb oldali ága eltorzul, mivel az alátolódó lemezben nagyobb a rugalmas hullámok terjedési sebessége és így az ezen keresztül haladó földrengéshullámok hamarabb érkeznek a felszínre. Ezt a menetidőgörbét az ábra felső részén folytonos vonallal jelöltük. Ily módon a szubdukciós zónákban kipattanó földrengések menetidőgörbéi is egyértelműen bizonyítják az alátolódó litoszféralemezek létezését, – sőt azt is jelzik, hogy ezekben az alátolódó lemezekben a földrengéshullámok terjedési sebessége átlagosan 5-7%-kal nagyobb, mint az őket körülvevő asztenoszférában.

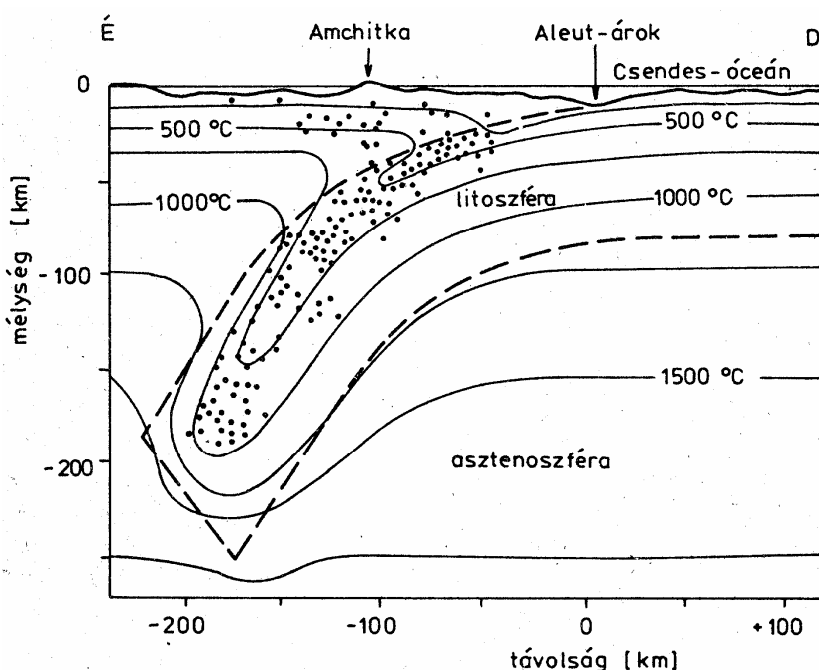
Ezzel kapcsolatosan két kérdés merülhet fel. Az egyik: miért nagyobb a földrengéshullámok terjedési sebessége az alátolódó litoszférában mint az őt körülvevő asztenoszférában; amikor tudjuk, hogy az óceáni hátságok gerincvonalánál születő litoszféra az asztenoszférából származik, tehát anyagának jó közelítéssel meg kell egyeznie az asztenoszféra anyagával. A másik kérdés: meg kell magyaráznunk azt a megfigyelést is, hogy a különböző szubdukciós zónákban – sőt az egyes szubdukciós zónák más-más részein is – különböző a kipattanó rengések maximális fészekmélysége. A két különböző kérdés magyarázata összefügg; a magyarázathoz a Föld hőeloszlásának ismerete szükséges.

Ismereteink szerint a hőmérséklet a Föld belseje felé haladva először gyorsan, majd egyre lassabban növekszik. A felső köpeny hőmérséklete kb. 100-300 km mélységben erősen megközelíti az ottani nyomáson levő olvadásponti hőmérsékletet, ezért itt bizonyos kőzetalkotó ásványok megolvadhatnak. Az asztenoszféra anyaga tehát meglehetősen magas hőmérsékletű és feltételezhető, hogy részlegesen olvadt állapotban van. Ez magyarázza a meglehetősen lágy és viszkózus viselkedését; aminek viszont az a következménye, hogy nem tudnak felhalmozódni benne rugalmas feszültségek - illetve ezek túlzottan kicsik és inkább plasztikus deformációkkal, mint földrengésekkel járó hirtelen törésekkel oldódnak fel. Ezért nem pattannak ki földrengések az asztenoszférában.

Természetesen más a helyzet az alátolódó hideg litoszféralemezekben. Amíg ezek a mélybe hatolás során bizonyos hőmérsékletre fel nem melegsznek, addig a bennük felhalmozódó rugalmas feszültségek csak az anyag törése útján képesek feloldódni. Mindezt a 27. ábra szemlélteti, amely a Csendes-óceán északi részének alátolódását mutatja az Aleut-árok középső részénél. Korábban az ábrán is látható Amchitka-szigeten kísérleti nukleáris robbantásokat végeztek és az alátolódó litoszféralemezen áthaladó, valamint az erről visszaverődő rugalmas hullámok vizsgálatával meghatározták a lemez pontos helyzetét és a hidegebb régiók elhelyezkedését. Az ábrán a terület hőviszonyait hőmérsékleti izovonalak szemléltetik. A lemez belsejében elhelyezkedő hidegebb övezetekben az anyag nagyobb merevsége miatt nagyobb a rengéshullámok terjedési sebessége. A 27. ábrán az Amchitka-szigeten átmenő $E-D$ irányú szelvényben fekete pontokkal feltüntettük az utóbbi időben kipattant közepes és nagy erősségű földrengések hipocentrumait is.

Az adatok kiértékelése során bebizonyosodott, hogy a közepes és a nagyobb mélységű rengések a lemez hidegebb részeiben keletkeznek, a kis mélységű rengések viszont a két litoszféralemez közötti nyírási zónában és a ráfekvő lemezben pattannak ki. Ha a 27. ábrán látható litoszféralemez mélyebbre hatol az asztenoszférában, akkor ezáltal egyre mélyebbre kerülnek a lemez hidegebb régiói, ahol viszont egyre magasabb a környező asztenoszféra hőmérséklete. A fennálló hőmérsékletkülönbség hatására a lemez belső része egyre jobban felmelegszik. Ha a lemez elég nagy sebességgel merül az asztenoszférába, akkor viszonylag nagy mélységbe képes lehatolni anélkül, hogy a belse-

je elérné a környező asztenoszféra hőmérsékletét. A fennálló hőmérsékleti viszonyok és a Földünkön ismert alátolódási sebességek mellett a lemezeket mint önálló szerkezeti egységeket a hőmérséklet-különbségek alapján legfeljebb 700 km mélységig tudjuk megkülönböztetni. Amikor 700 km körüli mélységben a hőmérsékletük eléri a környező köpeny hőmérsékletét, a lemezek elvesztik eredeti sajátosságaikat és a földköpeny részévé válnak. Ezzel igen jó összhangban van, hogy eddig sehol sem észleltek 700 km-nél nagyobb fészkmélységű földrengést és valamennyi mélyfészki rengés szigorúan a lemezek alátolódásához kötődik.

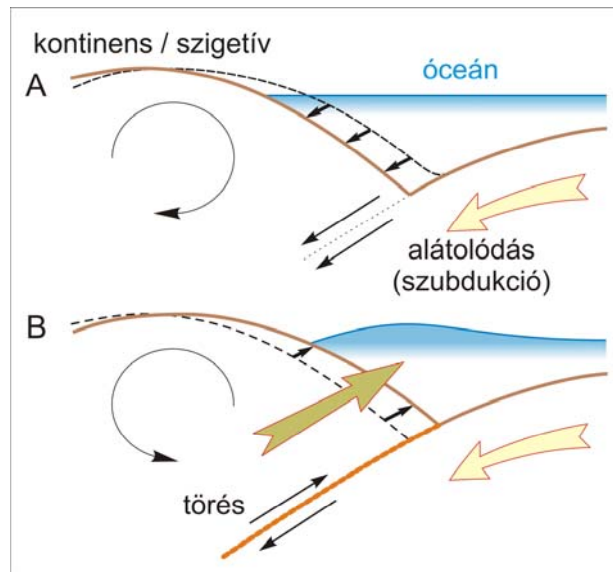


27. ábra. Jellegzetes szubdukciós zóna hőviszonyai

Általában azonban a mélybe tolódó litoszféralemezek a 700 km-es mélységet sem érik el. Ha ugyanis a lemez alátolódási sebessége kicsi, akkor még a 700 km-es mélység elérése előtt termális egyensúlyi állapotba kerül és beleolvad az asztenoszféra anyagába. A számítások szerint pl. kb. 45°-os szögben lehajló és 1 cm/év sebességgel alátolódó litoszféralemez már kb. 300-400 km-es mélységben asszimilálódik. Ha valamely helyen a szubdukció teljesen megszűnik, akkor az alátolódott mozdulatlan litoszférarész kb. 30 millió év alatt melegszik fel annyira, hogy már földrengések keltésére sem képes és kb. 60 millió év alatt teljesen elveszíti önállóságát, miközben a környező földköpeny részévé válik.

Vannak olyan szubdukciós zónák is, ahol a viszonylag nagy alátolódási sebességek ellenére legfeljebb 200-300 km mélységben keletkeznek földrengések. Ezek olyan területek, ahol a földtörténeti időskálán tekintve nemrég kezdődött a szubdukció és a korszakoló litoszféralemez még csak kisebb mélységbe jutott le.

A szubdukció ismeretében egyszerű magyarázatot adhatunk pl. a szigetívek mentén kipattanó egyes nagyobb földrengéseket megelőző és követő kéregdeformációkra. A 28. ábrán a két lemez közötti nyírási zónában kipattanó földrengések előtti és utáni elmozdulások kialakulását szemléltetjük.



28. ábra. Kéregmozdulások a szubdukció során

A Föld felszíni formáinak kialakulása

A földtudományokban régóta létezik néhány megoldásra váró alapprobléma. Ezek közül leginkább az a folyamat vár magyarázatra, amely a Föld felszínét kialakította és állandóan megújítja. Ezzel kapcsolatosan felmerül néhány igen fontos részletkérdés is, pl.: a nagy lánchegységek kialakulása, az óceáni medencék feltűnően fiatal kora, az ősmaradványok és a különböző kőzetek területi eloszlása stb. A lemeztektonika segítségével a földtudományok alapkérdéseinek nagy részére kielégítő magyarázat adható, ezek közül azonban csak egyetlen kérdéssel foglalkozunk.

Amint már említettük, a Föld felszíni formáinak kialakításában döntő szerepet játszik a litoszféra szubdukciója. Többek között ezzel hozható kapcsolatba a nagy lánchegységek képződése. Érdekes, hogy a lánchegységek kőzeteinek nagy részét alkotó tengeri üledékek hogyan kerülnek több száz, sőt több ezer méter magasságra. Képzeljük el azt az esetet, amikor szárazföldi kőzetlemez alá olyan óceáni litoszférolemez toódik, amely óceáni és kontinentális területet egyaránt tartalmaz. Az óceáni lemez a kontinentális talpzat közelében nagy mennyiségű olyan tengeri üledéket hordoz, amely a nyílt óceánon képződött és közvetlenül a bázisos, ultrabázisos óceáni kéreganyagra rakódott le. Amikor a szubdukciós zónában már az összes óceáni kőzetlemez alátolódott és a kontinentális területek ütköznek, akkor érdekes jelenségek történnek. Az összeütközési zónában bizonyos kőzetek, amelyek az óceánok mélyén terültek el (tehát a mélytengeri üledékek és az ún. párnás bazaltok) összetorlódhatnak és akár több ezer méterrel elérő magasságba gyűrődhetnek fel. Ha ehhez hozzávesszük az ütközés helyén kialakuló nagy nyomás-, és magas hőmérséklet-értékeket, akkor könnyen megérthetjük, hogy ebben a zónában miért jönnek létre kőzetátalakulások, hogyan fejlődnek ki a lánchegységek jellegzetes kőzetei.

A lemezek összetartó mozgását az ütközéseknél fellépő ellenálló erők előbb-utóbb megállítják. Valószínű, hogy a lemezek relatív mozgásának periodikus megváltozásában legfőbb ok a kontinensek összeütközése.

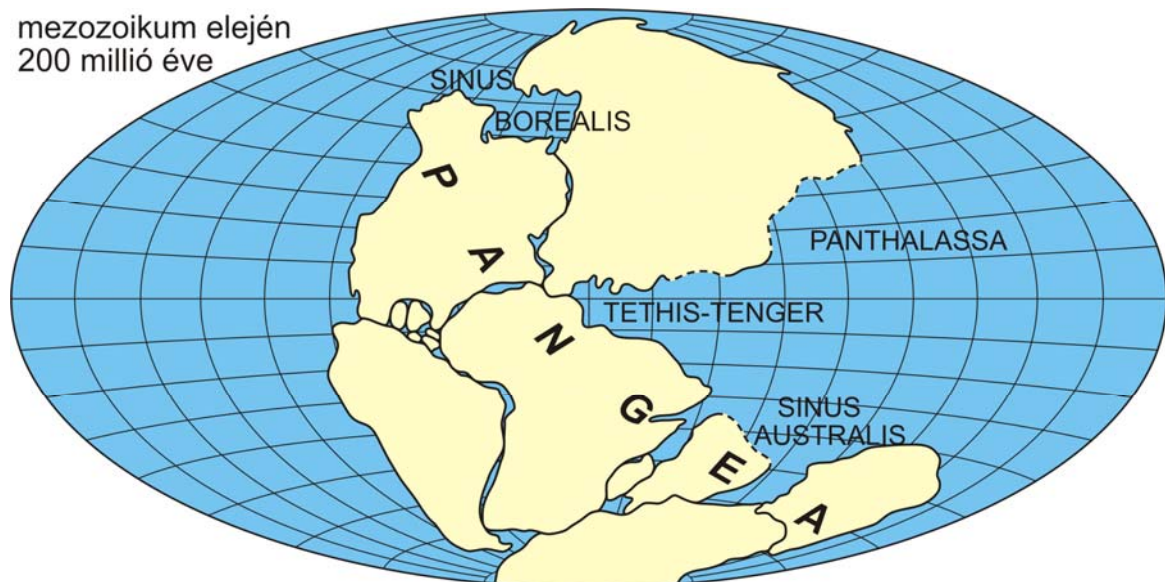
A lemeztektonika alkalmazása a földtörténeti múltban

Mai ismereteink szerint a lemeztektonika a Föld történetének legalább 200 millió évre érvényes, mivel egyrészt valamennyi óceán fenékanyaga ebben az időben képződött, másrészt a kontinensvándorlás elmélete szerint az őskontinens feldarabolódása és szétvándorlása is legalább 200 millió éve kezdődött el. Ezekből azonban nem feltétlenül következik, hogy a lemeztektonika csak erre az időre érvényes.

A 200 millió évesnél idősebb hegységövek geológiai tanulmányozása során olyan bizonyítékok születtek, amelyek szerint ezek keletkezése is régebben megszűnt lemezhatároknál feltételezhető. Ezt bizonyítja pl., hogy az Ural és az Appalache-hegység öveiben – amelyek mélyen az ősi Pangea belsejében feküdtek – széles zónákban ún. ofiolitok találhatóak. (Az ofiolitos közettársulásban az óceáni hátságok vulkanizmusának kőzetei és a mélytengeri üledékek együtt fordulnak elő. Ezek az idős ofiolit-zónák egykori szubdukciós területekre utalnak. Az ofiolitok alapján valószínű tehát, hogy kb. 250 millió évvel ezelőtt a herciniai-orogenezis során az Ural és az Appalache-hegység is két kontinentális lemez ütközésekor keletkezett.

A kontinensek 200 millió évvel ezelőtti nagymértékű horizontális elmozdulásait más bizonyítékok is alátámasztják; és ha elfogadjuk, hogy a hosszú, keskeny, jól definiált hegységképződési övek a kontinentális területek ütközése mentén keletkeztek, akkor a lemeztektonika legalább az elmúlt 570 millió évre alkalmazható.

A 2-2.5 milliárd évesnél idősebb, jól kivehető hegységképződési zónák hiánya viszont azt sejteti, hogy az ez előtti időszakban valamilyen más, a lemeztektonikától eltérő mechanizmus felelős a földkéreg fejlődéséért. A kontinensek belsejében található 2 milliárd évesnél idősebb kőzeteket tartalmazó ősi pajzsok olyan széles területeken és annyira szétszórta tartalmaznak gyűrű szerkezeteket, hogy ezek keletkezését nem tudjuk a lemeztektonika segítségével megmagyarázni. Elképzelhető, hogy a pajzsok területe valamikor 2-2.5 milliárd évvel ezelőtt töredezett szét először és akkor kezdtek kifejlődni az akkori lemezek mozaikjai.

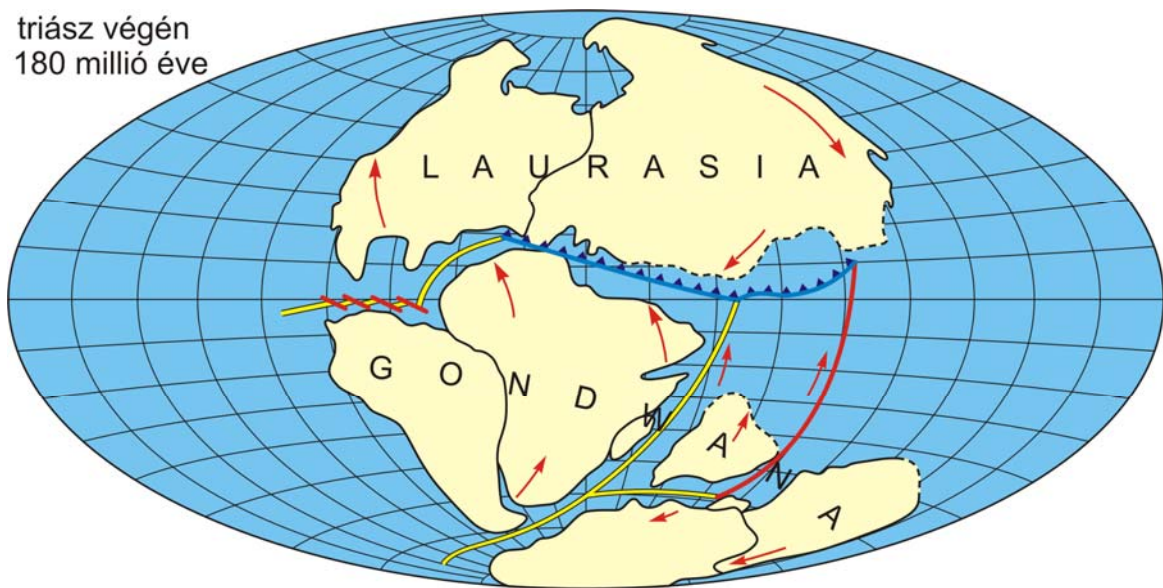


29. ábra. A Pangea a mezozoikum elején

A globális tektonika elméletét felhasználva DIETZ és HOLDEN minden eddiginél pontosabban meghatározta a Föld felszínén végbement nagymértékű horizontális elmoz-

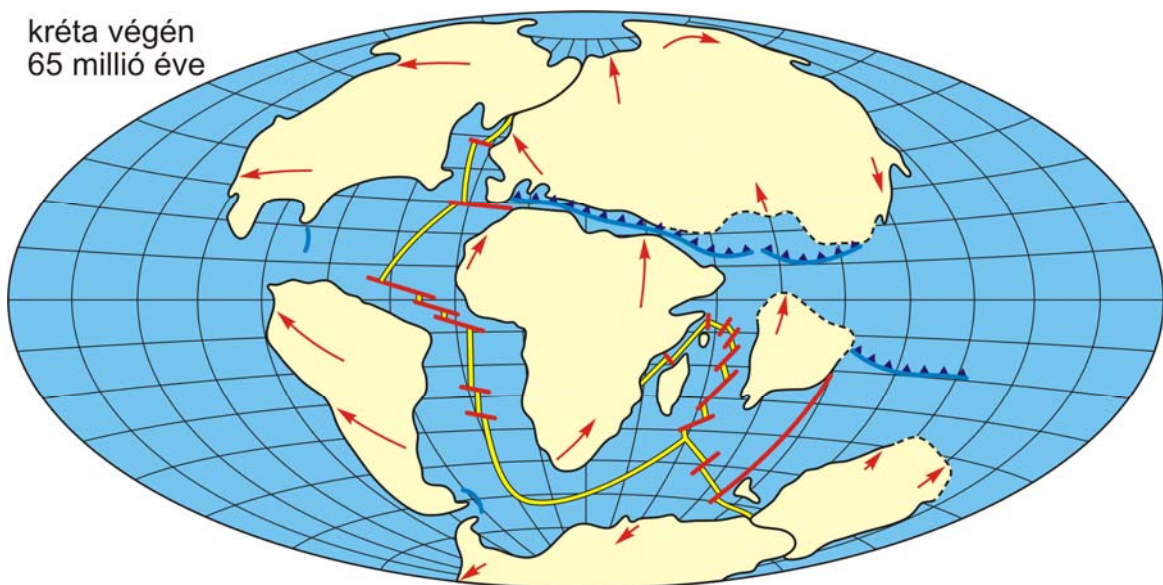
dulásokat a paleozoikum óta. Szerintük a mezozoikum elején a mai kontinensek valószínűen a 29. ábrán látható formában egyetlen hatalmas szuperkontinenst alkottak. Ezt az őskontinenst (a *Pangeát*) a Panthalassa nevű ősi óceán vette körül, amelynek nyugati részét egy hatalmas öböl: a Tethys-tenger alkotta. A Pangea feldarabolódása a felső triászban, kb. 200 millió évvel ezelőtt két hatalmas hátságrendszer kialakulásával kezdődött meg. Az egyik hátságrendszer hatására először kialakult a 30. ábrán látható északi szárazulat: (a Laurasia) és a déli szárazulat (a Gondwana); majd a másik Y alakú hátságrendszer kialakulása során a Gondwana-föld is részekre szakadt. Ezzel egyidőben az óceáni hátságoknál termelődő új kéreganyag hatására megindult a Tethys-tenger konzumálódása. A jura végén (kb. 135 millió évvel ezelőtt) megkezdődött Afrika és Dél-Amerika szétszakadása; a krétában pedig már megvolt a folyamatos Atlanti-hátság és megindult az ős-Pacifikum konzumálódása.

triász végén
180 millió éve



30. ábra. Laurasia és Gondwana kialakulása a felső triászban

kréta végén
65 millió éve

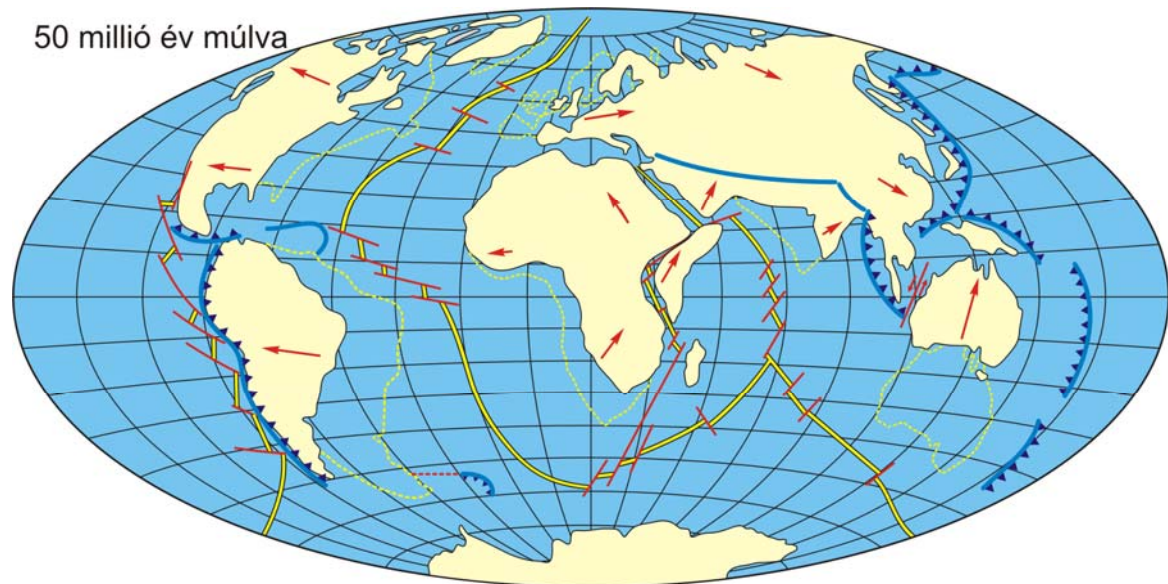


31 ábra. A kontinensek elrendeződése a mezozoikum végén

A kréta végére kialakult viszonyokat a 31. ábra szemlélteti. Végül a földtörténeti jelenkorban (63 millió évtől napjainkig) kialakult a litoszférolemezek mai elrendeződése.

DIETZ és HOLDEN modellje elfogadható magyarázatot ad a nagyobb litoszférolemezek kialakulására és a kontinensek mozgására, azonban több hiányosságot és ellentmondást is felfedezhetünk benne. A lemezek kialakulásának története, valamint a kontinensek és az óceánok fejlődéséről kidolgozott elképzelés még alapos vizsgálatok tárgyát kell képezze és jelentős finomításokra szorul.

A lemeztektonika segítségével nem csak a múltbeli események rekonstruálása lehetséges, hanem ha feltételezzük, hogy a jelenlegi mozgások továbbra is folytatódnak, akkor elég nagy biztonsággal meg tudjuk mondani, hogy néhány millió év múlva milyen lesz Földünk arculata. A 32 ábrán a Föld felszíni formáinak várható alakulása látható kb. 50 millió év múlva (szaggatott vonallal a kontinensek mai elrendeződését jelöltük).



32 ábra. A földfelszín várható alakulása kb. 50 millió év múlva