

## 7.4 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, amelye 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.

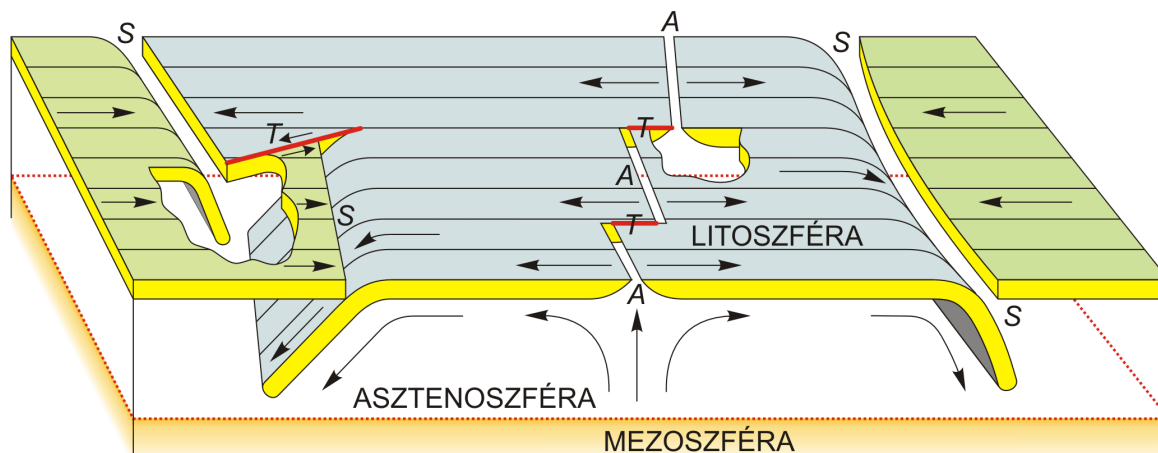
### 7.4.1 A lemeztektonika alaptételei

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 7.19 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.

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*. Ezeken a területeken találhatóak a mélytengeri árkok, ezekkel párhuzamosan helyezkednek el az aktív szeizmikus és vulkáni övek és itt találhatóak az orogén (hegységképződési) övek is. Ilyen területek pl. a Csendes-óceánt szegélyező cirkumpacifikus öv és az Alp-Himalájai-Melanéziai övezet.



7.19 ábra. A litoszférolemezek mozgásformái

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 Anatóliai-vetődés.

A különféle lemezszegélyek és mozgásformák vázlatos képe a 7.19 ábrán látható; ahol *A* az akkréciós lemezszegélyeket, *S* a szubdukciós zónákat és *T* a transzform vetődéseket jelöli.

Az egyes litoszférolemezek 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 *litoszférolemezeknek* 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 litoszférolemezek 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.

## 7.4.2 A lemezhatárok megállapítása

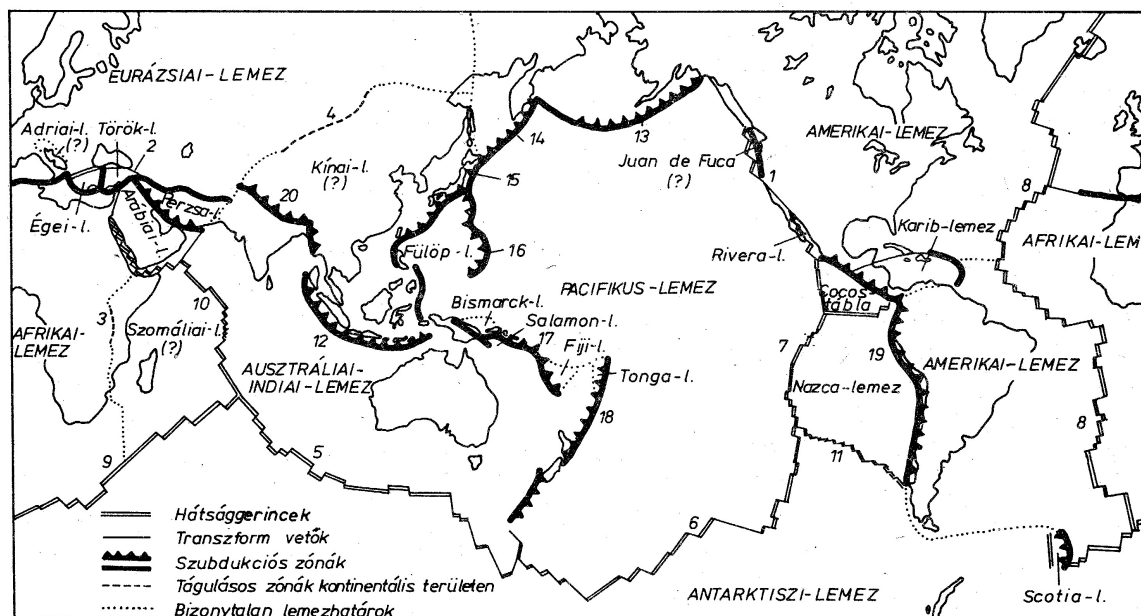
A litoszférolemezek határainak megállapítása az esetek jelentős részében egyszerű feladat, mivel ezek bizonyos felszíni formák alapján is felismerhetők. Lemezhatárok vannak pl. az "élő" óceáni hátságok, a mélytengeri árkok és a transzform törések mentén.

A kevésbé egyértelmű esetekben a lemezhatárokat a Föld tektonikusan aktív zónái jelölik ki, ezért a Föld 2.30 ábrán bemutatott 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.

### 7.4.3 A litoszférolemezek mozaikja

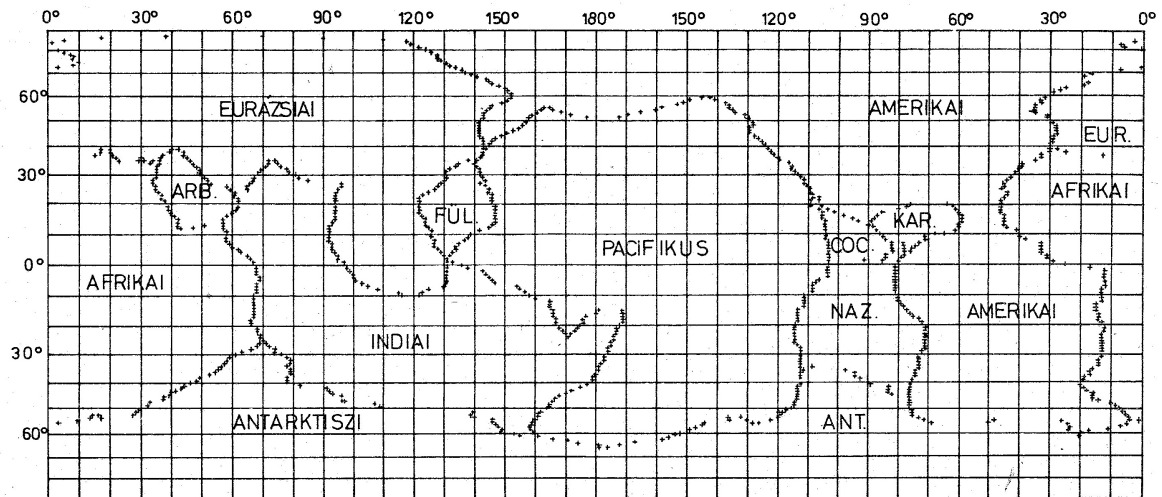
Ma még nincs véglegesen lezárva az a kérdés, hogy pontosan hány litoszférolemez található a Földön, mivel egyrészt bizonyos lemezhatárok pontos megállapítása még nem történt meg, másrészt a válasz attól is függ, hogy a lemezek legkisebb méretének és a lemezhatárok menti legkisebb elmozdulásoknak mely értékét fogadjuk el. Így az alapkérdés inkább az, hogy mekkora azon litoszférolemezek 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 [13]. A hat legnagyobb lemez: az Amerikai-, az Eurázsiai-, az Afrikai-, az Indiai-Ausztráliai-, az Antarktisz-i-, és a Pacifikus-lemez. Később ezt a modellt további hat kisebb lemez figyelembevételével finomították; ezek a Nazca-, a Cocos-, a Karib-, a Fülöp-, az Arabiai-, 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 litoszférolemez: 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 7.20 ábrán láthatók.



7.20 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 jobb áttekinthetőség céljából a 7.21 ábrán bemutatjuk a nagyobb lemezek számítógéppel megrajzolt modelljét is.)



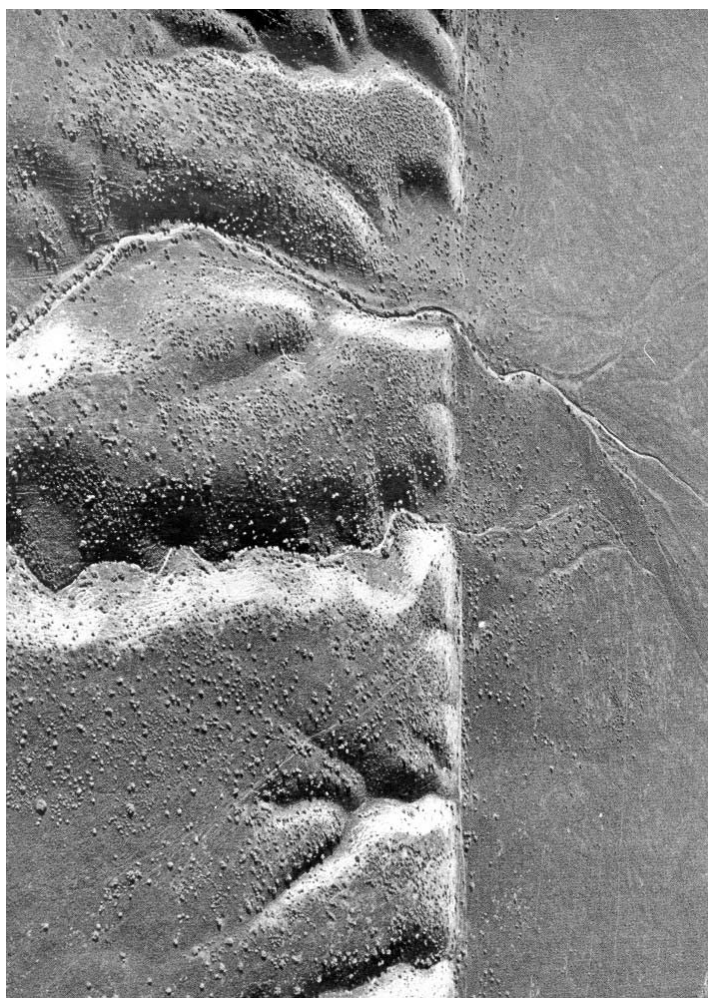
7.21 ábra. A nagyobb lemezek számítógéppel megrajzolt modellje

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 árkokkal 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 mindössze 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.

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 7.22 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.



7.22 ábra. A kaliforniai Szent-András törésvonal részlete

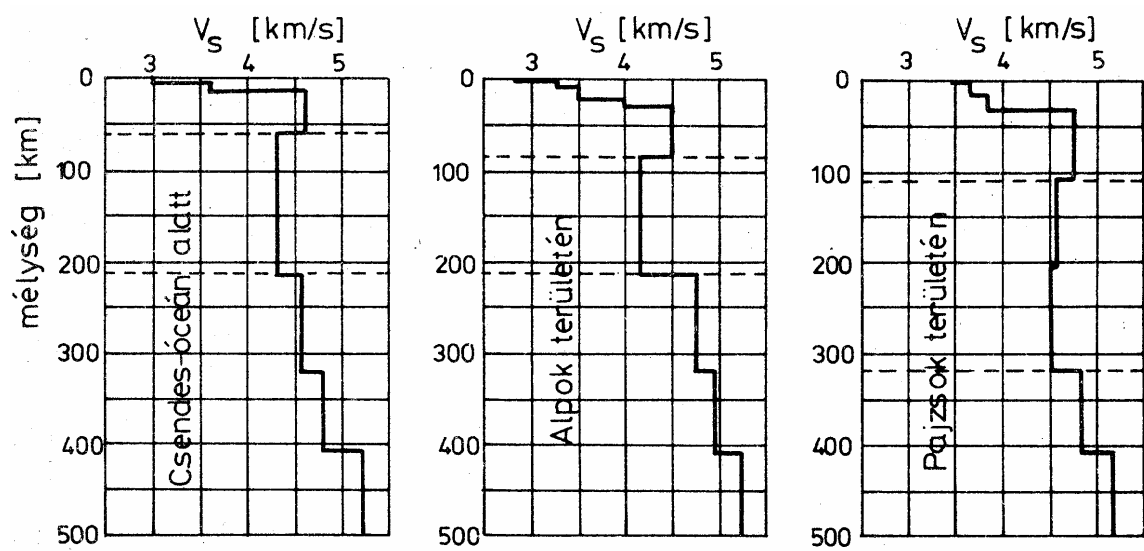
Az *Ausztráliai-Indiai-lemez* az óceáni területeken kívül kontinentális területeket is tartalmaz, így a legjobban szemlélteti, hogy a litoszféralemezek határai a legtöbb esetben nem esnek egybe a kontinensek szegélyvonalaiival. Az Ausztráliai-Indiai-lemez körvonalai jól meghatározhatók, kivéve az Eurázsiai-lemezzel 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-törérendszer, 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.

### 7.4.4 A litoszféramezek 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 litoszféramezeknek legalább olyan vastagságúaknak kell lenni, mint a kontinentális, vagy az óceáni kéreg. A Mohorovicic határfelület 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.



7.23 ábra. A Gutenberg-csatorna helyzete különböző területek alatt

A lemezvastagság pontos meghatározásához a legfontosabb adatokat a szeizmológia szolgáltatja. A 2.7.1 pontban már említettük, hogy a szeizmológiai megfigyelések szerint a felső köpenyben kb. 60-120 *km* mélységtől legfeljebb 100-200 *km* vastagságú csökkenő sebességű zóna (az ún. Gutenberg-csatorna) található. A 7.23 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.

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  $10^{20}$  -  $10^{22}$   $P$  nagyságrend körüli értékű. (Minél kisebb valamely anyag viszkozitása, annál folyékonyabb. 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.

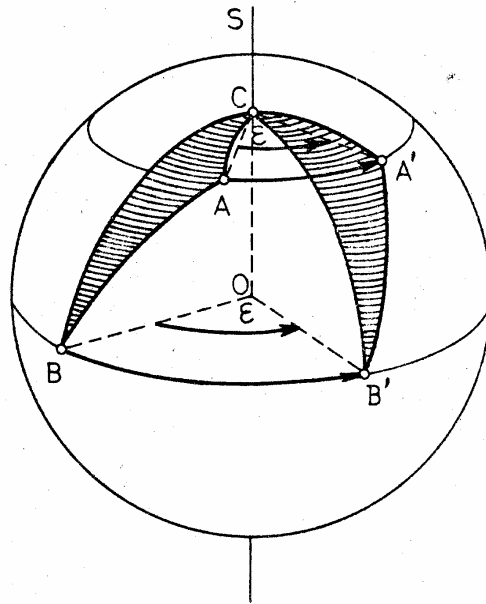
CHAPMAN és POLLACK vizsgálatai szerint a litoszféralemezek vastagságát elsősorban geotermikus törvények szabályozzák [77]. Ennek megfelelően különösen vékony a litoszféra pl. az óceáni hátságok gerincvonala közelében - ahol igen magas hőáram értékek mérhetők, viszont igen vastag a kontinensek belsejében található pajzsok területén - ahol alacsony a földi hőáram értéke.

### 7.4.5 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 legáltalánosabb elmozdulása elemi elfordulások összegezeként fogható fel. Ezt szemlélteti a 7.24 ábra, ahol az  $ABC$ -vel jelölt gömbháromszöget a  $C$  ponton átmenő  $S$  tengely körül  $e$  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.



7.24 ábra. Gömbfelületi alakzat elmozdulása

Mivel a földgömb felszínén a litoszférelmezek egymáshoz képest mozognak, a fentiek értelmében bármely két lemez relatív elmozdulása leírható, mint a Föld közép-pontján 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 metszészvonalai 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.

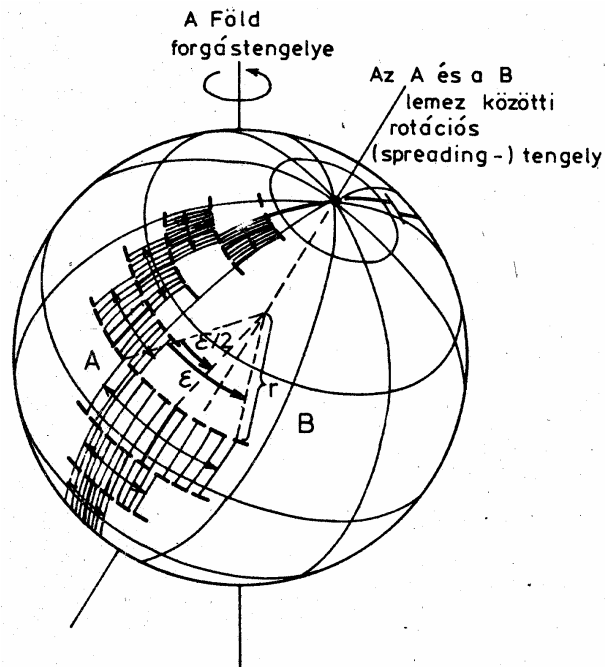
Ezek után vizsgáljuk meg az akkréciós lemezszegélyek - vagyis a hátsággerincek két oldalán levő lemezek egymáshoz viszonyított elmozdulását. Mivel az óceáni hátságok gerincvonala és az ezeket szétszabdáló transzform törések általában jó közelítéssel merőlegesek egymásra, ezért velük párhuzamosan megrajzolhatók a 7.25 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  $\varepsilon$  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  $\varepsilon$  szöggel történő elfordulással írható le; míg a széttolódási sebesség:

$$v = \frac{d\varepsilon}{dt} r = \omega r \quad (7.1)$$

ahol  $r$  a vizsgált pont távolsága a rotációs tengelytől,  $\omega$  pedig a 7.25 ábrán látható  $\varepsilon$  szög változásának, azaz a két lemez egymáshoz viszonyított elfordulásának sebessége. Mivel a vizsgálatok szerint két szomszédos lemezre az  $\omega$  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.



7.25 ábra. Két lemez relatív elmozdulása az óceáni hátságok mentén

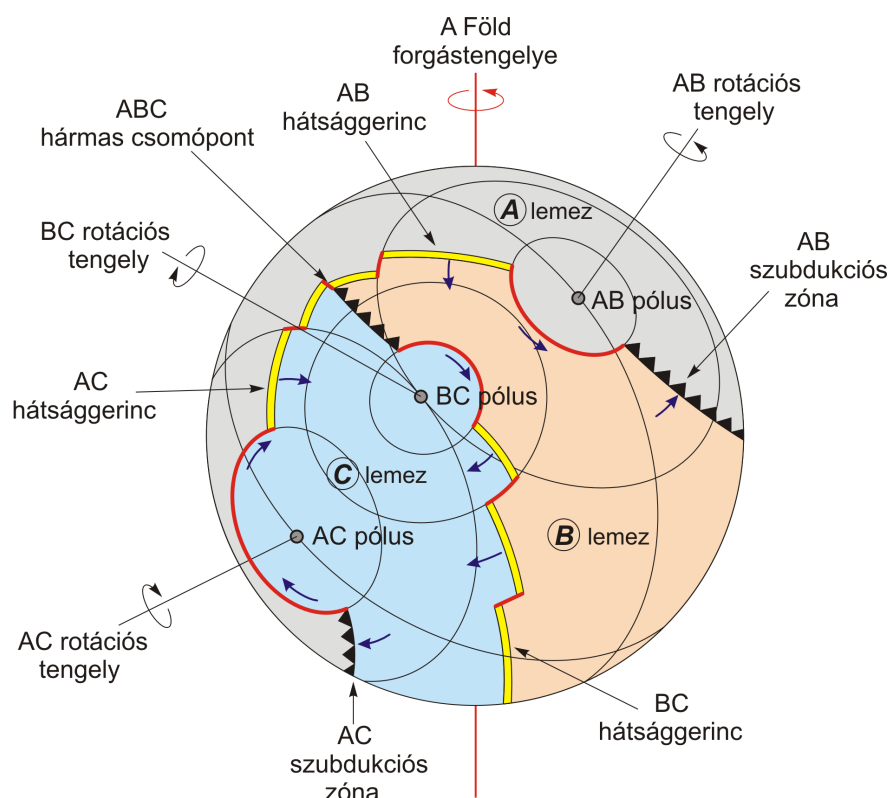
Mindezek figyelembevételével már könnyen megérthetjük a 7.18 ábrán a spreading-sebességek "furcsa" területi eloszlását. (Természetesen két lemez széttolódási sebessége nem egyezik meg a 7.18 ábrán közölt spreading-sebességekkel, hanem ennek kétszerese, mivel a spreading-sebesség nem más, mint az óceánfenék közeteinek a hátság gerincvonalától szimmetrikusan jobbra és balra történő eltávolodásának mértéke; míg a két lemez közötti széttolódási sebesség a 7.25 ábra szerint az egyik lemeznek a másikhoz viszonyított elmozdulása alapján számítható.)

Az eddigiek alapján a hátságrészek két oldalán levő lemezekhez tartozó spreading-tengelyek és a széttolódás mértékét jellemző rotációs szögsebességek nem csak a 7.3.3 pontban meghatározott spreading-sebességekből, hanem a transzform vetők irányának és hosszának felhasználásával is meghatározhatók. A két egymástól független módszerrel kapott eredmények többé-kevésbé jól megegyeznek [51].

A spreading-sebességek és a transzform vetődések adatai alapján a különböző óceáni hátságokhoz (vagyis az akkréciós lemezszegélyek 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 lemezszegélyek mentén fellépő mozgások tanulmányozása után vizsgáljuk meg a konzumációs lemezszegélyeknél 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 lemezszegélyek mentén termelődik – vagyis a lemezek növekedése nem eredményezi a Föld tágulását. Ezt a következtetést főleg geometriai okok indokolják, hiszen ha nem emésztődne fel a konsumációs 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 lemezszegélyeknél mérhető távolodások figyelembevételével kiszámíthatjuk bármely két lemez egymáshoz viszonyított rotációját; és így közvetve meghatározhatjuk a lemezek egymáshoz viszonyított mozgását a konsumációs lemezszegélyek mentén (a szubdukciós zónákban) is, – ahol egyébként nem áll a rendelkezésünkre közvetlen mérési lehetőség. Ezt szemlélteti a 7.26 ábra, ahol három különböző lemez egymáshoz viszonyított elmozdulása látható.



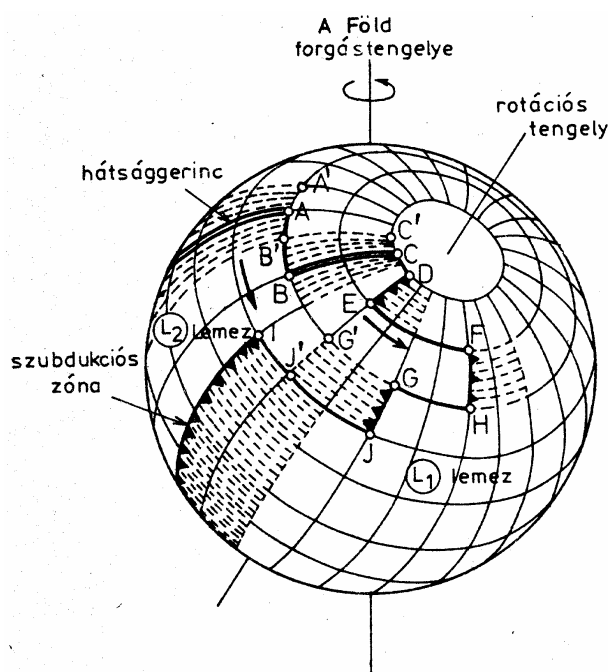
7.26 ábra. Három litoszférolemez egymáshoz viszonyított elmozdulása

Amennyiben ismerjük a 7.26 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 a (7.1) felhasználásával egyszerűen kiszámítható a konsumációs lemezszegélyek bármely részénél a közeledési sebesség.

Érdekes még röviden szót ejteni a 7.26 ábrán látható különös pontról – az  $A$ , a  $B$  és a  $C$  lemez közös találkozási helyéről – amelyet hármascsomópontnak nevezünk. Ha

a gömb felszínén legalább három különböző lemez van, akkor bármely két lemez közötti határvonal csak hármas csomópontban érhet véget. Általában ezek a csomópontok a lemezekhez képest valamilyen irányban vándorolnak, és csak ritkán - a mozgásvektorok különös eloszlása mellett - maradnak stabil helyzetben [60]. Instabil hármas 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 7.27 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  $\varepsilon$  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.



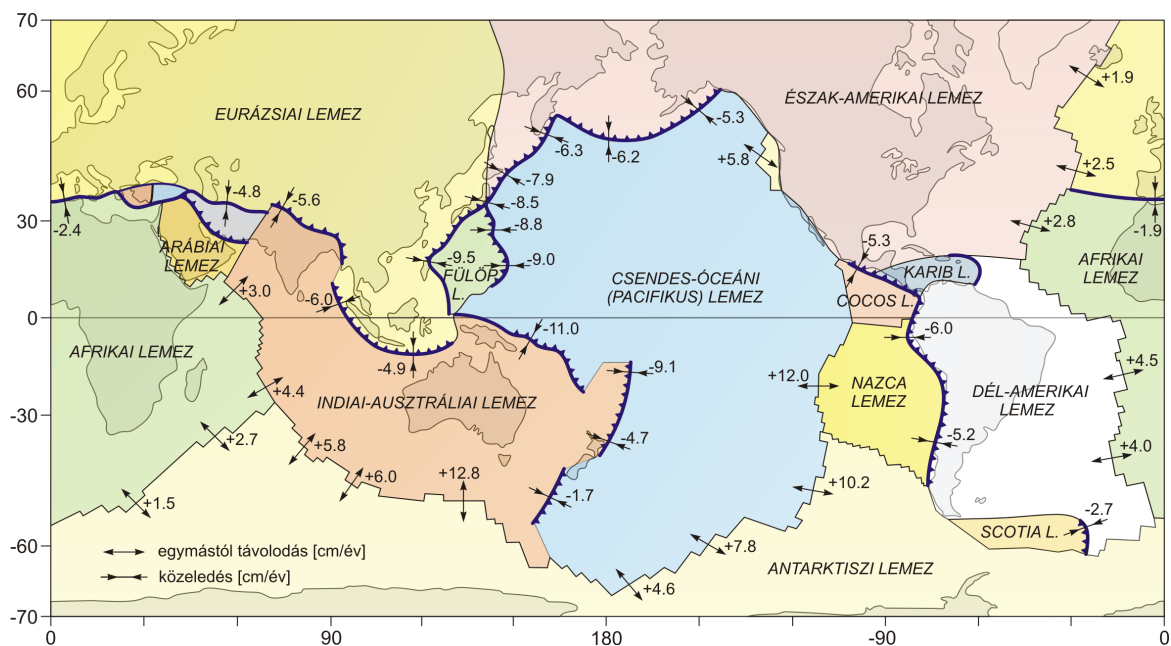
7.27 ábra. Elmozdulások a transzform törések három típusa esetén

Az eddigieket összefoglalva a 7.1 táblázatban megadjuk a nagyobb lemezek egymáshoz viszonyított mozgását leíró rotációs pólusok helyét és a rotációs szögsebességek értékét MORGAN adatai szerint [60]. 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.

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

lemezpárok	rotációs pólus földrajzi szélessége	rotációs pólus földrajzi hosszúsága	szögsebesség [10 <sup>-7</sup> °/év]
Eurázsiai-Amerikai	<b>60° É</b>	<b>135° K</b>	<b>+2.1</b>
Afrikai-Amerikai	<b>62° É</b>	<b>36° Ny</b>	<b>+3.3</b>
Pacifikus-Antarktiszi	<b>70° D</b>	<b>99° K</b>	<b>+10.4</b>
Arábiai-Szomáliai	<b>28° É</b>	<b>22° K</b>	<b>+3.6</b>
Amerikai-Pacifikus	<b>54° É</b>	<b>61° K</b>	<b>+6.9</b>
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	<b>7° É</b>	<b>31° K</b>	<b>+6.8</b>
Afrikai-Eurázsiai	23° É	39° Ny	-2.8
Indiai-Eurázsiai	29° É	27° K	-6.5
Arábiai-Afrikai	<b>37° É</b>	<b>18° K</b>	<b>+3.4</b>
Indiai-Szomáliai	<b>16° É</b>	<b>53° K</b>	<b>+6.0</b>
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	<b>5° É</b>	<b>145° Ny</b>	<b>-18.0</b>
Eurázsiai-Fülöp	30° É	151° K	-17.8
Indiai-Fülöp	43° É	130° K	-17.8
Cocos-Pacifikus	<b>44° É</b>	<b>113° Ny</b>	<b>+19.0</b>
Cocos-Nazca	<b>1° É</b>	<b>133° Ny</b>	<b>+8.4</b>
Nazca-Pacifikus	64° É	85° Ny	+14.7
Nazca-Antarktiszi	<b>51° É</b>	<b>90° Ny</b>	<b>+4.5</b>
Nazca-Amerikai	67° É	116° Ny	-8.2
Karib-Amerikai	<b>25° É</b>	<b>114° K</b>	<b>-5.5</b>
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 közeledik; 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.



7.28 ábra. A nagyobb litoszférelémezek egymáshoz viszonyított mozgási sebessége

A 7.1 táblázat adatai alapján a (7.1) összefüggés felhasználásával a különböző lemezhatárok mentén bárhol kiszámítható a lemezek egymáshoz viszonyított mozgási sebessége. A 7.28 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.

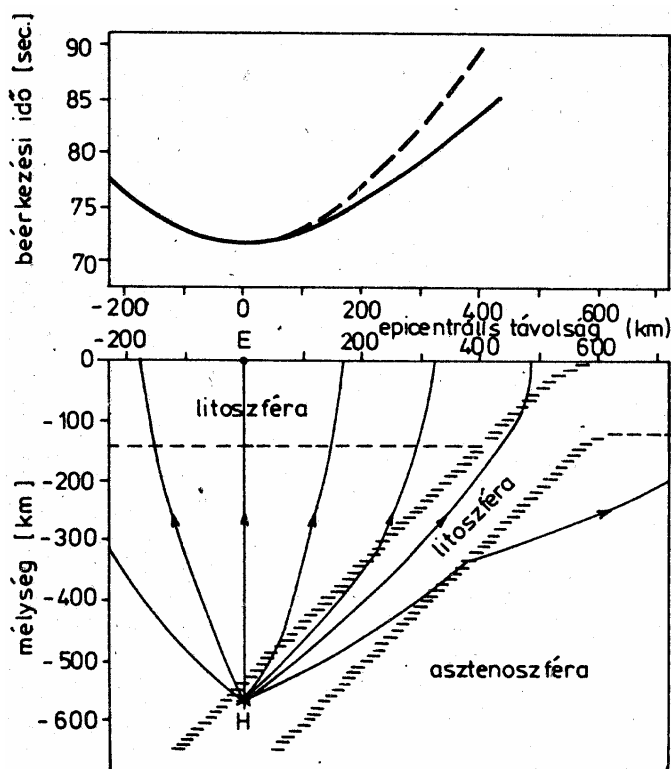
### 7.4.6 A litosféra szubdukciója

A litoszférelémezek szegélyvonalai mentén kétfajta olyan különös helyszín található, ahol a Föld jellegzetes felszíni formái kialakulnak és a legjelentősebb tektonikai folyamatok lejátszódnak. 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 (a 2.31 ábra tanúsága szerint csaknem az összes közepes és mélyfészkű rengések) kapcsolatba hozhatók az alátolódo litoszférelémezekkel. 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 szigetivekkel együtt a szubdukciós zónának az óceánok felé eső határát mutatják. Hasonlóképpen a nagyobb lánchegységek -

mint pl. a Himalája vagy pl. az Andok - keletkezése szintén a litoszférolemezek összeütkezésének és szubdukciójának eredménye.

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



7.29 ábra. Földrengéshullámok menetidőgörbéje szubdukció esetén

A szubdukció pontos leírásához vizsgáljuk meg a konzumációs lemezszegélyek mentén gyakran kipattanó földrengések hipocentrumainak eloszlását és a rengések jellemzőit. Ebből a szempontból a 100  $km$ -nél nagyobb fészekmélységű földrengések érdekesek. Amint korábban már láttuk, a legfontosabb ilyen területek a Cirkumpacifikus-öv (a Csendes-óceán partvidéke) és az Alp-Himalájai-övezet. Ezeken a területeken a hipocentrumok nagyrészt a kontinensek alá hajló vékony lemezszerű övben helyezkednek el, amelyet a felfedezőjükről Benioff-zónáknak neveztek el. (Jó példa erre a 2.32 ábrán egy Japán alatti szelvényben bemutatott Benioff-öv.) Fontos következtetésre juthatunk, ha az egyes szeizmológiai obszervatóriumokban megvizsgáljuk az elsőnek beérkező földrengéshullámokat. Korábban már láttuk, hogy ezekből megállapítható a rengéseket kiváltó 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 alábukó litoszférolemezben pattannak ki, az ebben felhalmozódó feszültségek hatására. Így az alátoló lemez lemerülése a Benioff-zóna pontos feltérképezésével nyomon követhető. További fontos adatok nyerhetők a földrengéshullámok menetidőgörbéinek vizsgálata során.

Ha a 7.29 ábrán a *H* pontban földrengés pattan ki, akkor a felszínnel párhuzamos homogén rétegek esetén az *E* epicentrumtól távolodva szimmetrikusan egyre később érkeznek a felszínre a földrengéshullámok, vagyis az epicentrumra szimmetrikus menetidőgörbét kapnánk. Ezt a 7.29 ábra felső részén szaggatott vonallal jelöltük. Ezzel szemben szubdukció esetén, ha a *H* hipocentrum a 7.29 ábrán látható alátolódo litoszféalemezben van, akkor a menetidőgörbe jobb oldali ága eltorzul, mivel az alátolódo 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 alátolódo litoszféalemezek létezését, – sőt azt is jelzik, hogy ezekben az alátolódo lemezekben a földrengéshullámok terjedési sebessége átlagosan 5-7%-kal nagyobb, mint az őket körülvevő asztenoszférában.

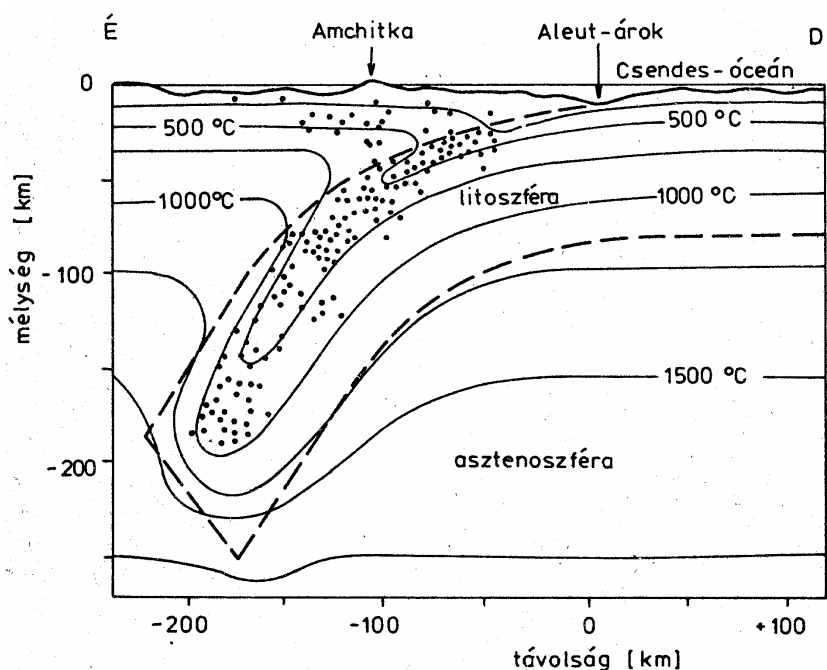
Ezzel kapcsolatosan két kérdés merülhet fel. Az egyik: miért nagyobb a földrengéshullámok terjedési sebessége az alátolódo litoszférában mint az őt körülvevő asztenoszférában; amikor tudjuk, hogy az óceáni hátságok gerincvonalánál születő litoszféra az asztenoszférából származik, tehát anyagának jó közelítéssel 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.

A 4.5 fejezet megállapítása szerint a hőmérséklet a Föld belseje felé haladva először gyorsan, majd egyre lassabban növekszik. A 4.9 ábra szerint 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 alátolódo hideg litoszféalemezekben. 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 7.30 ábra szemlélteti, amely a Csendes-óceán északi részének alátolódoását mutatja az Aleut-árok középső részénél. Korábban az ábrán is látható Amchitka-szigeten kísérleti nukleáris robbantásokat végeztek és az alátolódo litoszféalemezen 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 7.30 ábrán az Amchitka-szigeten átmenő *É-D* irányú szelvényben fekete pontokkal feltüntettük az utóbbi időkben kipattanó 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 litoszféalemez közötti nyírási zónában és a ráfekvő lemezben pattannak ki. Ha a 7.30 ábrán látható litoszféalemez 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 belseje 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 fészekmélységű földrengést és valamennyi mélyfészki rengés szigorúan a lemezek alátolódásához kötődik.



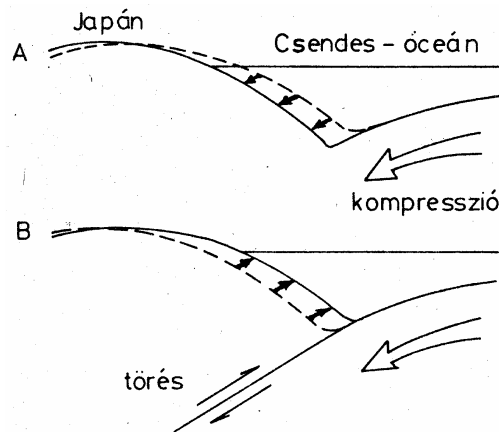
7.30 ábra. Jellegzetes szubdukciós zóna hőviszonyai

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 konzumálódó 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 7.31 ábrán a két lemez közötti nyírás zónában kipattanó földrengések előtti és utáni elmozdulások kialakulását szemléltetjük. Ezzel magyarázhatjuk meg pl. a 2.46 és a 2.47 ábrán bemutatott, Tokió környékén észlelt nagy kéregmozdulásokat [84].





7.31 ábra. Kéregmozdulások a szubdukció során

#### 7.4.7 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 [13, 29], 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 [13]. 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 litoszféralemez 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 kéreganyagára 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) összetorlódnak és akár több ezer méter magasba 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 kőzetátalakások, hogyan fejlődnek ki a lánchegységek jellegzetes kőzetei [5].

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.

## 7.4.8 A lemeztektonika alkalmazása a földtörténeti múltban

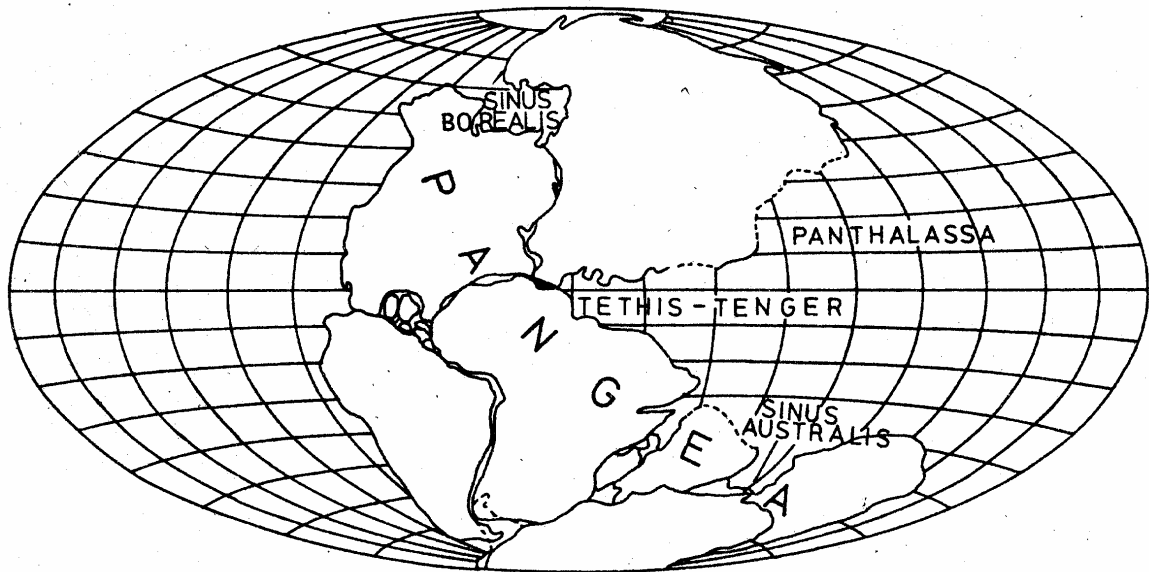
Mai ismereteink szerint a lemeztektonika a Föld történetének legalább 200 millió évére érvényes, mivel egyrészt valamennyi óceán fenékanyaga ebben az időben képződött, másrészt a kontinensvándorlás elmélete szerint az őskontinens feldarabolódása és szétvándorlása is legalább 200 millió éve kezdődött 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 [5]. 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.

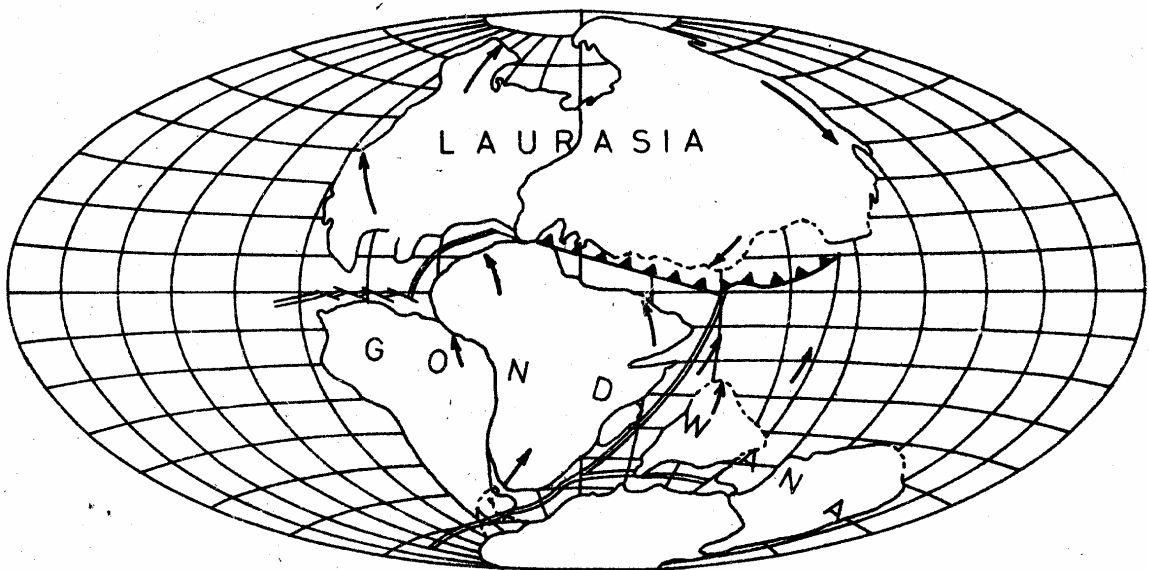
A kontinensek 200 millió évvel ezelőtti nagymértékű horizontális elmozdulásait más bizonyítékok is alátámasztják; és ha elfogadjuk, hogy a hosszú, keskeny, jól definiált hegységképződési övek a kontinentális területek ütközése mentén keletkeztek, akkor a lemeztektonika legalább az elmúlt 570 millió évre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

A 2-2.5 milliárd évesnél idősebb, jól kivehető hegységképződési zónák hiánya viszont azt sejteti, hogy az ez előtti időszakokban 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 szétszórtan tartalmaznak gyúrt 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.

A globális tektonika elméletét felhasználva DIETZ és HOLDEN minden eddigénél pontosabban meghatározta a Föld felszínén végbement nagymértékű horizontális elmozdulásokat a paleozoikum óta [13]. Szerintük a mezozoikum elején a mai kontinensek valószínűen a 7.32 ábrán látható formában egyetlen hatalmas szuperkontinentst alkottak. Ezt az őskontinentst (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 7.33 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 ő-Pacifikum konzumálódása.



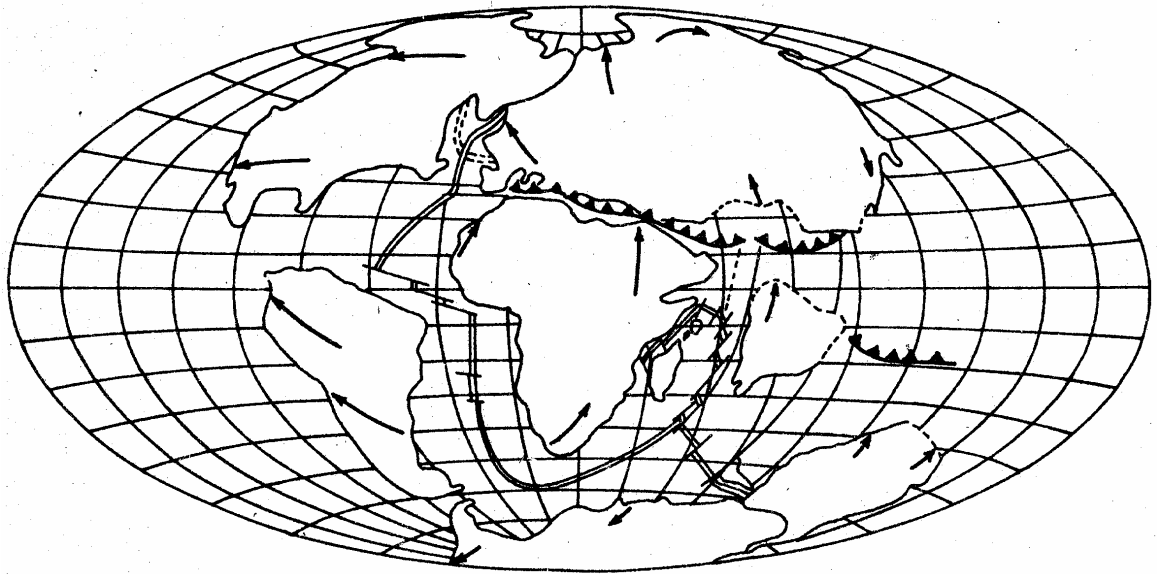
7.32 ábra. A Pangea a mezozoikum elején



7.33 ábra. Laurasia és Gondwana kialakulása a felső triászban

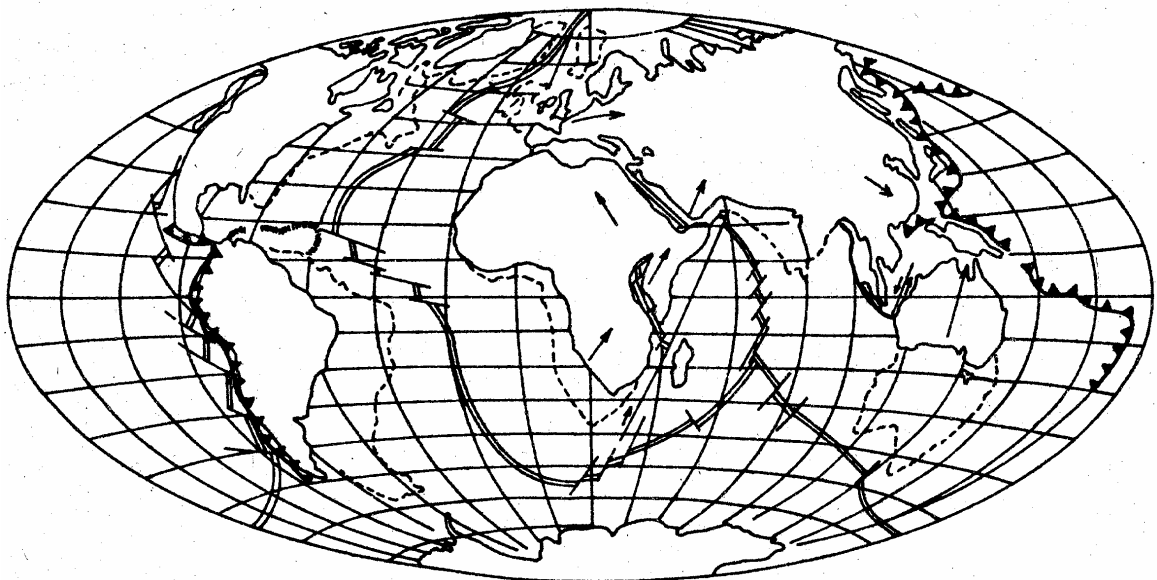
A kréta végére kialakult viszonyokat a 7.34 ábra szemlélteti. Végül a földtörténeti jelenkorban (63 millió évtől napjainkig) kialakult a litoszférolemezek mai elrendeződése.

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.



7.34 ábra. A kontinensek elrendeződése a mezozoikum végén

A lemeztectonika 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 7.35 ábrán a Föld felszíni formáinak várható alakulása látható kb. 50 millió év múlva (szaggatott vonallal a kontinensek mai elrendeződését jelöltük).

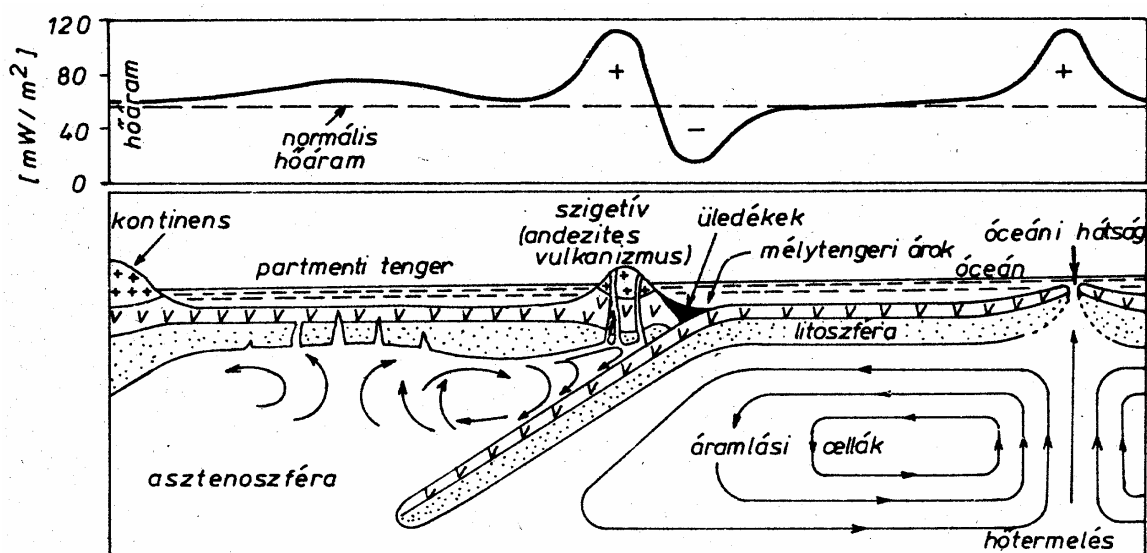


7.35 ábra. A földfelszín várható alakulása kb. 50 millió év múlva

## 7.4.9 A lemeztektonika megoldásra váró problémái

A lemeztektonika minden bizonnyal a földtudományok eddigi legnagyobb felfedezése. Az elmélet még teljes részleteiben nincs kidolgozva, számos probléma ma is megoldásra vár. Alapvető feladat pl. annak megvizsgálása, hogy a földtörténeti múltba visszafelé haladva meddig írható le a Föld története a globális tektonika alkalmazásával; azaz megérthető-e a paleozoikum és a prekambrium története a lemeztektonika alapján.

További rendkívül fontos feladat a lemezek dinamikájának kidolgozása, vagyis a mozgások okainak és a mozgató erőknek a pontos leírása. Arra a kérdésre, hogy milyen erők és hogyan idézik elő a lemezek mozgását ma már komoly elképzeléseink vannak, de biztos választ még nem tudunk adni. Nagyon valószínű, hogy a Föld belsejében levő radioaktív elemek bomlása során felszabaduló hőenergia fedezni tudja a Föld összes tektonikai folyamataihoz szükséges energiát. Azt, hogy ez a hőenergia hogyan alakul át a lemezek mozgató erejévé, ma még nem tudjuk, de minden bizonnyal a földköpenyben (vagy talán csak a felső köpenyben) ezen hőenergia hatására olyan anyagáramlások jönnek létre, amelyek kissé hasonlítanak a folyadékkal megtöltött és melegített edényben az áramlási cellák kialakulásához. Nagyon valószínű, hogy ezen áramlási cellák felső részén zajló anyagáramlások sodorják magukkal a tetejükön levő litoszféralemezeket.



7.36 ábra. Áramlási cellák az asztenoszférában

Az áramlási cellák létezése érdekes következtetésre vezet bennünket pl. a partmenti tengerek területén. Ugyanis a szubdukciós zónák mentén áthaladó litoszféralemezek a 7.36 ábrán látható módon másodlagos konvekciós áramlásokat hozhatnak létre az asztenoszférában és ezzel kisebb spreading-centrumokat alakíthatnak ki a partmenti tengerek alatt. Az áramlási cellák létezését igen jól megerősítik a földi hőáram mérések eredményei, amelyek szerint a mélytengeri árkok felett igen kicsi hőáram értékek mérhetők, ugyanakkor az óceáni hátságok és a mélytengeri árkok mellett levő szigetívek felett erősen pozitív anomáliákat kapunk, azaz itt az átlagnál jóval nagyobb hőenergia áramlik a Föld felszíne felé. A szigetív-vulkanizmussal együttjáró és a szigetívek mögötti medencék magas hőáramát az áthaladó litoszféralemez által az asztenoszférában keltett másodlagos konvekciós áramok okozhatják.

A lemeztektonika minden részletét tehát még nem sikerült teljesen kidolgozni, megállapításai és következményei között nehézségek és kisebb ellentmondások is felme-

rülnek; azonban a már eddig elért eredmények is forradalmi fejlődést idéztek elő a földtudományokban.

Igen nagy jelentőségű lenne, ha a geodéziai mérésekkel sikerülne azt a pontosságot elérni, amellyel a lemezek egymáshoz viszonyított mozgását közvetlenül is meghatározhatnánk. Valószínűnek látszik, hogy a mesterséges égitestekre végzett lézeres megfigyelésekkel kiegészített hosszúbázisú rádiointerferométeres (VLBI) mérések belátható időn belül lehetőséget biztosítanak a kontinensek közötti néhány *cm* megbízhatóságú távolságmeghatározásokra [45]. Ez az elmélet végső bizonyítását jelentené.