

Segédanyag a BSc földrajz szak Földtan tantárgyhoz

Összeállította Konrád Gyula
2007

ÁLTALÁNOS FÖLDTAN

Az általános földtan (tágabb értelemben geológia) a Föld szerkezetével és anyagi összetételével, a kőzetek keletkezési folyamataival, a belső övekben és a felszínen lejátszódó jelenségek magyarázatával foglalkozik.

A geológia tudományágai:

ásványtan, kőzettan, általános földtan, szerkezeti földtan, történeti földtan, őslénytan, regionális földtan, földtani térképezés, érces és nemérces ásványi nyersanyagok, fosszilis energiahordozók teleptana, hidrogeológia, nyersanyagkutatás

A földtan magyarországi szervezetei:

Magyar Geológiai szolgálat (MGSz)	mgsz.hu
Magyar Állami Földtani Intézet (MÁFI)	mafi.hu
Magyarhoni Földtani Társulat (MhFT)	foldtan.hu

A fenti intézmények honlapján és a foldtan.lap.hu oldalon bőséges információk érhetők el.

A geológia tudománytörténeti fejlődése:

Több millió évvel ezelőtt: tűzkő bányászata és használata fegyverek és eszközök készítésére, só használata és bányászata

Kb. 18 ezer évvel ezelőtt: réz és arany használata

Kb. 6 ezer évvel ezelőtt: ólom, cink, ezüst, ón kinyerése olvasztással, bronz használata

Ókor: *Thales* leírta a folyóvízi erózió felszínformáló jelentőségét.

Xenophanész fossziliákból következtetett arra, hogy a hegyek helyén egykor tengerek voltak.

Arisztotelész felismerte, hogy a fenti változások olyan lassúak, hogy emberi élettartam alatt nem tanulmányozhatók.

Középkor: A természettudományok fejlődését a Biblia dogmatikus alkalmazása gátolta. A Föld és az

élet keletkezését a bibliai értelmezés szerint magyarázták.

Újkor: *Leonardo da Vinci*: fossziliák alapján megállapította a tenger egykori jelenlétét Itáliában.

Agricola: *De re metallica* c. könyvével megteremtette a bányászat, kohászat és geológia tudományok alapjait.

Giordano Bruno: megállapította a tengerek és szárazföldek helyének váltakozását

Nicholas Steno: a „települési törvény” leírásával felállította a történeti földtan egyik alapelvét.

XVIII-XIX. sz. *James Hutton*: *Theory of Earth* c. könyvében megállapította az „uniformitarianizmus” elvét, elvetette a katasztrofizmust.

William Smith: megalkotta a korreláció és az ősmaradványok változásának elvét, elkészítette Anglia és Wales földtani térképét.

Charles Lyell: *Principles of geology* c. könyvében összegezte az elődei által felállított elveket.

Nevéhez kötjük az **aktualizmus** elvét.

XX. sz.: *Alfred Wegener*: 1915-ben leírta a kontinensek vándorlását. Mivel a folyamat mozgatóerőit és módját nem ismerte, a tudományos világ csak 50 évvel később fogadta el.

A FÖLD HELYE AZ UNIVERZUMBAN

Az anyagi világ hierarchiája:

galaxisok – naprendszerek – bolygók – kőzetek – ásványok – atomok – elemi részecskék – kvarkok

Galaxisok száma: kb. 10^{10} ,

A Tejútrendszer csillagainak száma kb. 200 milliárd, átmérője kb. 100 ezer fényév, naprendszerei 12 spirálkarba rendeződnek.

A **Naprendszer** kb. 220 km/s sebességgel kering a központi „hipercsillag” körül. 9 bolygó, 38 hold és kb. 50 ezer aszteroida építi fel. A Nap és a Föld közepes távolsága 150 millió km. A Nap tömege 740-szer nagyobb, mint az összes többi bolygóé.

A NAPRENDSZER KELETKEZÉSE:

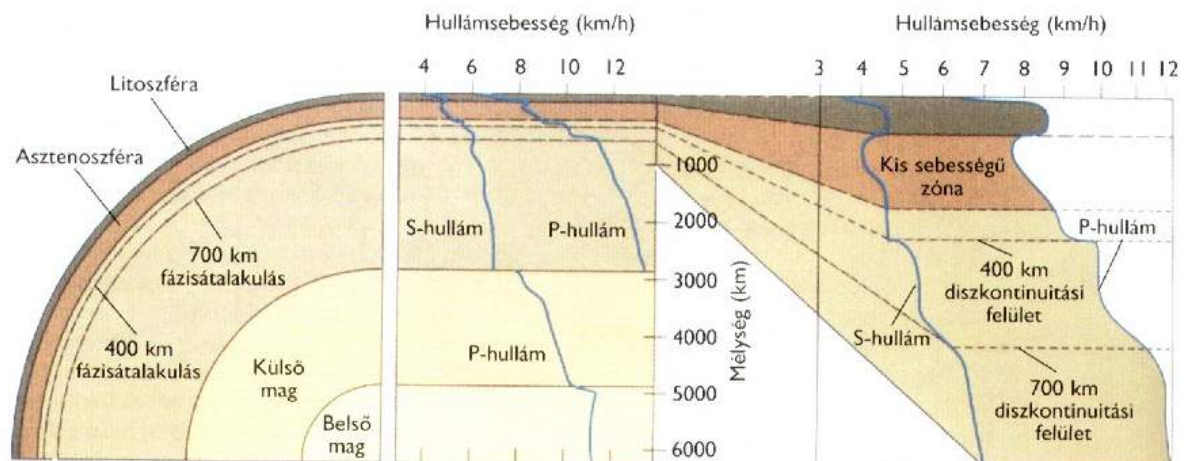
Kant-Laplace nebuláris elmélet (XVIII. sz.): A galaxis köd- és porfelhőjében ütközések révén sűrűsödések alakultak ki - ezek környezetében tömegvonzás lépett fel – a sűrűsödés forgást eredményezett – a forgás miatt a tömeg lapulttá vált – gyűrűk szakadtak le belőle – a gyűrűk anyaga ütközés és sűrűsödés révén bolygókká alakult. A folyamat kb. 15 milliárd évvel ezelőttől 5 milliárd évvel ezelőttig tartott.

Smidt (1951): a Nap a bolygók anyagát egy meteorfelhőn áthaladva, a csillagközi térből ragadta magához.

A FÖLD KELETKEZÉSE:

A Naptól kiszakadt gázgyűrűkön belüli ütközések következtében 100 m körüli átmérőjű rögök („planetezimák”) alakultak ki. Ezek összetapadása révén jött létre a Föld. A gravitációs összehúzóda, a meteoritokkal való ütközések és a radioaktív bomlás hő termeltek, így a Föld anyaga olvadni kezdett. A nagyobb sűrűségű vas és nikkelt a Föld központi részén, a kisebb sűrűségű szilikátos anyag a külsőbb övekben koncentrált.

A földrengéshullámok terjedése a Föld belsejében: visszaverődés ill. törés a határfelületeken, különböző terjedési sebesség a különböző sűrűségű övekben.



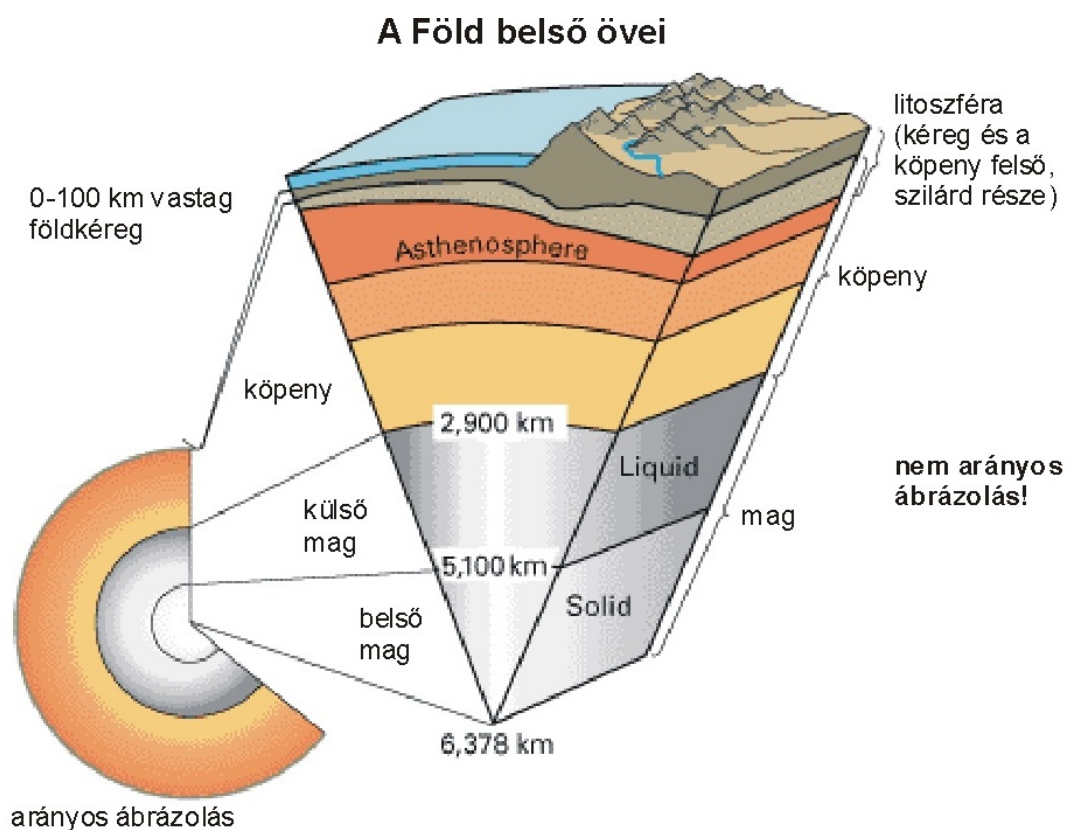
A FÖLD BELSŐ SZERKEZETE

A föld belső szerkezetére és összetételére a **földrengés hullámok** terjedése és a **meteoritok** vizsgálata alapján következtethetünk. A rengéshullámok terjedése a sűrűbb közegben felgyorsul. A

transzverzális (S) hullámok csak szilárd közegben terjednek, folyadékban elnyelődnek. A longitudinális (P) hullámok folyadékban is terjednek, de lelassulnak. A terjedési sebességének mérésével megállapították, hogy a Föld belsejében ugrásszerű változással elkülönülő, eltérő sűrűségű és halmazállapotú övek vannak. A meteoritok összetételét ezek anyagával párhuzamosíthatjuk. A mag belsejében a feltételezett nyomás 3,5 millió bar, a hőmérséklet 3000 C⁰.

Sűrűség illetve összetétel szerint elkülönülő övek: mag – köpeny – kéreg

Halmazállapot szerint: belső mag (szilárd)
 külső mag (folyékony)
 mezoszféra (szilárd)
 asztenoszféra (képlékeny)
 litoszféra (szilárd)



A belső földövek határai és anyagi tulajdonságai:

Mag: Az 5000 km mélységben lévő *Lehman* felület szilárd belső magra és folyékony külső magra osztja. Anyaga uralkodóan vas, alárendelten nikkel. A folyékony külső magban a forgás hatására áramlások jönnek létre, ez okozza a Föld mágnességét.

Köpeny: A magtól a 2900 m mélységben lévő *Gutenberg-Wiechert*-, a kéregtől a 4-60 km mélységben lévő *Mohorovicsics* felület választja el. Alsó része magnéziumban és vasban gazdag szilikátokból áll, felső része olivin-piroxén-gránát-spinell összetételű.

Kéreg: Az óceánok alatt csak a bazaltos összetételű óceáni (alsó) kéreg található, a kontinensek alatt a 30 km átlagmélységben lévő *Conrad* felület határolja el a bazaltos alsókérget a gránitos összetételű felsőkérgetől.

A hőmérséklet a litoszférában Föld belseje felé $25\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ átlagos növekedést mutat (*geotermikus gradiens*). Az asztenoszférában a növekedés mértéke az adiabatikus hő miatt feltehetően lecsökken. A Föld belső hője a radioaktív bomlásból és kristályszerkezeti átalakulási folyamatokból származik.

A földfelszín horizontálisan tagolható egységei:

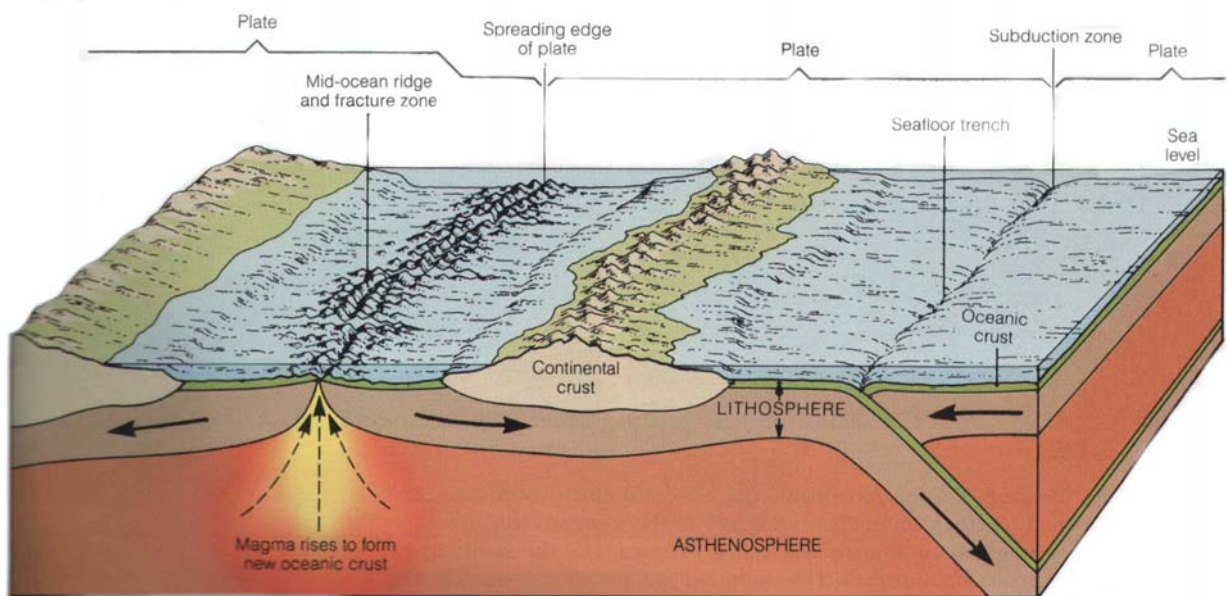
Kontinentális platformok (pajzsok, kratonok) - orogén (hegységképződési) övek – óceáni medencék – óceánközépi hátságok – aktív (Pacifikus típusú) és passzív (Atlanti típusú) kontinentális lemezszegélyek (részei a self és a kontinentális lejtő).

Pajzs: üledékekkel nem fedett, erősen lepusztult, prekambriumi kristályos terület.

Orogén öv: a földtörténeti múlt hegységképződési folyamatainak színhelye. A Cirkumpacifikus öv jelenkori (recens) orogén övnek tekinthető.

Self: igen enyhe lejtésű, tengerrel fedett kontinentális talapzat 200 m-es tengermélységig.

Kontinentális lejtő: A kontinentális talapzat meredekebb lejtésű része 200-4000 m-es tengermélységig.



Az asztenoszférából feláramló magma az óceánközépi hátságokat formálva gyarapítja az óceáni lemezt. Az alábukó lemezszegélyeknél az óceáni litoszféra felemésződik, a lemez behajlása mélytengeri árkokat hoz létre

A FÖLD ANYAGAI ÉS AZOK KELETKEZÉSI FOLYAMATAI

ÁSVÁNYOK

Ásvány: a természetben előforduló kristályos anyag, amely meghatározott *kémiai összetétellel* és *kristályszerkezettel* rendelkezik. A kristályrács pontokban atomok, ionok vagy molekulák vannak, melyeket különböző típusú kémiai kötések tartanak össze. Ezek jellegétől függően az ásványok különböző fizikai tulajdonságokkal rendelkeznek. Az ásványok kémiai összetételében 99 %-ban a periódusos rendszer 8 eleme vesz részt, a maradék, közel 90 természetben előforduló elem mindössze 1 %-át alkotja a földkéregnek.

Approximate Composition of Earth's Outer Layer

Atomic Symbol	Element	Percent by Weight	Percent by Number of Atoms	Percent by Volume
O	Oxygen	46.60	62.17	94.05
Si	Silicon	27.72	21.51	0.88
Al	Aluminum	8.13	6.44	0.48
Fe	Iron	5.00	2.11	0.48
Ca	Calcium	3.63	2.20	1.09
Na	Sodium	2.83	2.20	1.01
K	Potassium	2.59	1.15	1.49
Mg	Magnesium	2.09	2.05	0.32
TOTAL		98.59	99.83	99.80

A földkéreg 8 leggyakoribb elemének mennyiségi eloszlása

Az ásványok fizikai tulajdonságai:

Szín – fény - hasadás – kristályforma – keménység – fajsúly – mágnesség – elektromos vezetőképesség

Az ásványok kristálytani csoportosítása:

Szabályos - triklin - monoklin - rombos – tetragonális – hexagonális

Az ásványok kémiai (anionok szerinti) csoportosítása:

Terméselemek – szulfidok – oxidok – szilikátok – foszfátok – szulfátok – borátok, karbonátok, nitrátok – halogenidek.

A természetben ismert ásványok száma több mint 2000. A földkéreg alkotó kőzetek összetételében ebből uralkodóan mindössze 11 vesz részt. A többi ásvány meghatározott folyamatokhoz kötöttén dúsulhat, és elsősorban ezeknek van gazdasági jelentőségük.

Kőzetalkotó ásványok: kvarc, plagioklászok, ortoklász, olivin, piroxének, amfibólok, bioitit, muszkovit, agyagásványok, kalcit, dolomit.

A legfontosabb kőzetalkotó ásványok

SZILIKÁTOK

Földpátok

A földpátok a földkéreg legelterjedtebb, legfontosabb ásványai. Kálium, nátrium vagy kalcium tartalmú alumínium-szilikátok. *A káliföldpátok* a legtöbb esetben az egyhajlású (monoklin) rendszerben, a nátrium és kalcium földpátok más néven *plagioklászok* a háromhajlású (triklin) rendszerben kristályosodnak.

Közös jellemzőjük a táblás kristályalak, kitűnően hasadnak a bázislap szerint, jól hasadnak a 3. fajta prizma szerint. Általában fehér színűek. Amelyekben vas van jelen, azok lehetnek rózsaszín, illetve vörös színárnyalatúak. A földpátok keménysége 6.

A földpátok a legtöbb esetben nem egyedül álló táblás kristályokban, hanem két, több vagy sok kristály szabályszerű összenövésében, ún. ikerösszenövésben jelennek meg.

Egyhajlású rendszerben kristályosodó **káliföldpátok** az *ortoklász* és a *szanidin* (KAlSi_3O_8). A szanidin az ortoklász egyik változata, gyakori a kiömlési kőzetekben, riolitban, trachitban.

A *mikroclin* (KAlSi_3O_8) összetétele az ortoklászéval egyezik meg, a mikroclin azonban háromhajlású rendszerben kristályosodik. Üvegfényű, fehér, sárgásszürke, rózsaszín. A Mórág-vidéki és tátrai gránitban gyakori elegyrész.

Az *anortoklász* ($\text{Na,KAlSi}_3\text{O}_8$), tehát albit és ortoklász elegyéből áll. Dél-Norvégiában alkáli-szienitokban gyakori.

A **plagioklászok** a $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (anortit) és a $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (albit) elegyéből állnak. Az összetétel változása alapján 6 ásványt különböztetünk meg a plagioklászokban:

Albit: a legtöbb helyen hófehér, innen a neve. Általában alkáli-gránitban, gnejszben gyakori elegyrész.

Oligoklász: a bázislap szerint kevésbé jól hasad. Innen származik a neve. Kvarcdioritok, dácitok jellemző ásványos elegyrésze.

Andezin: szabadon álló kristályokban ritka, mint kőzetalkotó fontos és elterjedt a dioritban.

Labradorit: kristályai gyakran színjátékosok (labradorizálók). Általában fehér, néhol szürkés, barnás színű. A hazai andezitek, bazaltok és gabbrók gyakori elegyrésze. Kedvelt díszítőkö.

Bytownit: sötét színű, ritkán fehér vagy szürke. Gabbrók, bazaltok gyakori ásványa.

Anortit: szép táblás kristályai Erdélyben a Maros-menti Aranyi-hegy andezitjéből, valamint a Vezúv bazaltjaiból ismeretesek.

Földpátpótlók

Alkáliákban gazdag eruptív kőzetekben gyakoriak a *földpátpótlók*. Vegyi összetételük, alakjuk a földpátokhoz hasonló. Csak tüzetesebb mikroszkópi vizsgálatkor különböztethetők meg azoktól. A nátriumban gazdag alkáli kőzetekben a *nefelin*, esetleg a *szodalit*, a káliumban gazdag kőzetekben pedig a *leucit* jelenik meg.

Csillámok

A *csillámok* Al, K, Na, Li, Mg illetve Fe víztartalmú szilikátjai. Lemezes, pikkelyes kifejlődésűek, igen rugalmasak. Egyhajlásúak. Kitűnően hasadnak a bázislap szerint. A csillámok leginkább a bázislap szerint sokszoros ikerösszenövésben jelennek meg. Keménységük 2-3, sűrűségük 2,7-3,2. 3 nagyobb csoportra különíthetők:

1. *Muszkovit*-csoport: $KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$. Ezek között a legfontosabb az ezüstös, pikkelyes muszkovit. Elsődlegesen csak a gránitokban és pegmatitokban fordul elő. Utóbbiakban deciméteres, méteres nagyságú lemezekben találhatóak (Erdélyben, Madagaszkáron, Indiában, az Urálban stb.), az ilyeneket bányásszák is. A muszkovit kitűnő elektromos szigetelő, törmeléke olajjal keverve gépek kenőanyaga. Nemesvakolat díszítő adaléka. Másodlagos, aprópikkelyes, kristályos változata a *szericit*.

2. *Biotit*, $K(Mg, Fe)_3(AlSi_3O_{10})(OH)_2$. Szabad szemmel fekete, ha mállott aransárga. A legkülönbözőbb eruptív kőzetek és kristályos palák elegyrésze. Könnyen mállik.

3. A *klorit* mindig másodlagos, biotitok, esetleg más színes ásványok mállásakor jön létre. $Mg_6Si_4O_{10}(OH)_8$ és $Mg_4Al_2(Al_2Si_2O_{10})(OH)_8$ elegye. Zöld pikkelyekben rostos, esetleg szferolitos. Igen jól hasad a bázislap szerint. A hasadási lemezek hajlíthatók, de nem rugalmasak. Keménység 2-2,5, sűrűség 2,65-2,97. Üvegfényű, a hasadási lapokon gyöngyházfényű. Az a kőzet, amelyben klorit van, mállott, bomlott, és a legtöbb esetben nem időálló.

Piroxének

A *piroxén* és *amfibol* ásványcsoport kristálytani és kémiai szempontból hasonló tagokat foglal magába. A piroxének és amfibolok rombos, egyhajlású vagy háromhajlású rendszerben kristályosodnak. A prizma szerinti hasadás és néhány optikai tulajdonság alapján különböztethetők meg egymástól.

Összetételükben leggyakrabban a $MgSiO_3$, $CaSiO_3$, $FeSiO_3$, $MnSiO_3$ szerepelnek. Keménységük 5-6, sűrűségük 2,9- 3,5.

A *piroxéncsoport* tagjai közül a **rombos** rendszerbeliek: az *ensztatit* FeO-tartalma 5%-nál kisebb - norvég apatittelepeken, néhány meteoritban találtak nagyobb kristályokat, a *bronzit* vasoxidtartalma 5-14% között ingadozik, bronzfényű, legszebb kristályai Kupferbergből (Németország) ismeretesek. A *hipersztén*ben a FeO 14%-nál több, andezitjeinkben igen gyakori.

Egyhajlású rendszerben kristályosodnak: *Diopszid*, $Ca(Mg,Fe)Si_2O_6$, víztiszta, igen sok esetben zöld. Mélységi kőzetek, dioritok gyakori ásványa. *Augit*, $(Ca,Na,Fe)(Mg,Al,Fe,Ti)Si_2O_6$, szabad szemmel fekete, gyengén fénylő. Mikroszkóp alatt víztiszta, illetve halványsárga. Gyakori a Vezúvon, a Strombolin.

Háromhajlású rendszerben kristályosodik a *rhodonit* ($MnSiO_3$), ahol nagyobb tömegben fordul elő, ott fejtik is. A *wollastonit* $CaSiO_3$ kontakt ásvány; ahol a mészkövet eruptív kőzet töri át, ott az így létrejött márványpadok között hófehér, fénylő, táblás kifejlődésű. Nálunk ritkán a Polgárdi melletti Szárhegyen fordul elő.

Amfibolok

Az *amfibolcsoport* általános képlete:



A tulajdonképpen, vagyis a **zöld amfibol** oszlopos kifejlődésű, eruptív kőzetekben gyakori. A *bazaltos amfibol* sok Fe_2O_3 -at tartalmaz, kiömlési (effuzív) kőzetekben gyakori, visszaoldódás után rendszerint magnetit és augit keletkezik a helyén. Andezitjeink, bazaltjaink gyakori elegyrésze.

Zeolitok

A *zeolilok* víztartalmú alumíniumot és alkáliákat tartalmazó szilikátok. Alacsony hőmérsékleten keletkeznek és különböző kristályrendszerekben jelenhetnek meg. Földpátlókból, illetve földpátló ásványokból hévforrások hatására keletkeznek.

Ismertebb zeolitok: *analcim, chabasit, dezmin.*

Gránátok

A csoport tagjai mind szabályos rendszerben kristályosodnak. Az üledékes kőzetekben legömbölyödött formában található. Üvegfényűek, víztiszta vagy színezettek. Zöld színű a *grosszular*, vörös színű az *almandin*, fekete a *melanit*. Egyedül álló kristályai drágakövek, a finommechanikában csapágyak készítésére használják, csiszológépek. Nálunk centiméter nagyságú gránátok találhatóak a Börzsöny hegységben Pogánybércen.

Egyéb szilikátok

Az *olivin* $Mg_2(SiO_4)$ (forsterit) és $Fe_2(SiO_4)$ (fayalit) változó arányú elegye. Rombos rendszerű, zömök, táblás kifejlődésű. Zöld, esetleg barna vagy vöröses színű, gyantafényű. Keménysége 6-7, sűrűsége 3,2 - 4,3. Szélein, repedések mentén gyakran szerpentinisedik. A bazalt, diabáz, gabbró, amfibolit, peridotit lényeges elegyrésze. Meteoritokban is előfordul. Szépen kifejlett kristályai drágakövek, gyakran azbesztté, szerpentiné alakul.

Andaluzit, Al_2SiO_5 , az alumíniumot kevés Mn, Fe, a Si-ot pedig Ti helyettesítheti. Rombos rendszerben kristályosodik, zömök, oszlopos kifejlődésű. Üvegfényű, fehér, szürke, vöröses, barnás, zöldes színű. Keménysége 7,5 sűrűsége 3,1-3,2. Eruptív kőzetek és agyagok kontaktusán gyakori. A Velencei-hegység kontakt agyagpaláiból ismeretes.

Cirkon, $ZrSiO_4$. Tetragonális rendszerben kristályosodik, oszlopos kifejlődése gyakori, de előfordul tömegesen, vaskosan is. Savanyú kőzetekben elterjedtebb. Keménysége 7,5, sűrűsége 4-4,9. Igen magas hőmérsékleten olvad, savakkal szemben nagyon ellenálló. Víziszta, sárgászürke, barna, vörös. A víztiszták drágakövek, a vaskos fajta tűzállósága miatt keresett anyag. Kohók bélelésére alkalmas idomokat készítenek belőle.

Cordierit, $Mg_2Al_3(AlSi_5O_{18})$. Zömök oszlopai látszólag hatszögesek, ezért és egyéb fizikai tulajdonságai miatt kvarcra emlékeztet. Valójában rombos rendszerű. Rendszerint három kristály nő össze szabályszerűen egymás mellé. Keménysége 7-7,5, sűrűsége 2,59-2,66. Törése kagylós, üvegfényű, törési lapokon zsírfényű. Szürke, kékes árnyalatú, sárgás, barnásfehér. Eruptív kőzetek agyagos, homokos zárványaiban gyakori. Előfordul kristályos palákban és kontakt kőzetekben.

Disztén, Al_2SiO_5 . Háromhajlású rendszerben, oszlopos kifejlődésű kristályokban jelenik meg. Az első véglap szerint kitűnően hasad. Keménysége a *c* tengellyel párhuzamosan 4, rá merőlegesen 6-7, sűrűsége 3,5. Üvegfényű, kékes színű, ritkán zöld. A kristályos palák jellemző ásványa. A tűzállóanyag-iparban és a kerámiához igen keresett anyag.

Epidot, $Ca_2(OH)(Al,Fe)_3(SiO_4)_3$. Egyhajlású, oszlopos kristályai a *b* tengely szerint nyúltak meg. Üvegfényű, sárgászöld, szürkészöld, szürke, ritkán víztiszta. Keménysége 6,5, sűrűsége 3,2-3,3. Az eruptív kőzetek földpátjainak átalakulásakor jön létre. Nálunk a Mátrában a Darnó-hegy kvarcitteléireiben szép kristályokban fordul elő. A *zoizit* összetétele a vasmentes epidotnak felel meg. Rombos rendszerben a *c* tengely szerint megnyúlt, oszlopos kifejlődésű. Eruptív kőzetekben hévforrások hatására plagioklászokból jön létre. Nagyobb kristályai drágakövek.

Staurolit, $2Al_2SiO_5Fe(OH)_2$. Rombos rendszerben kristályosodik, oszlopos kifejlődésű, jellemzőek kereszt alakú ikrei. Véglap szerint hasad. Keménysége 7, sűrűsége 3,7. Kristályos palákra, csillámpalákra jellemző ásvány.

Szillimanit, Al_2SiO_5 . Rombos rendszerben kristályosodik és oszlopos, illetve szálasként fejlődik ki. Szabad szemmel fehér, szürke, kékes, barnás. Eruptív kőzetek zárványaiban, nálunk a mórági gránitban, kristályos palákban gyakori. A tűzállóanyag-iparban igen jól bevált anyag.

Titanit, CaTiSiO_5 . Egyhajlású rendszerben, levélboríték alakú kristályokban jelenik meg, néha szemekben. Sötétbarna, sárga, zöld. Keménysége 5-5,5, sűrűsége 3,4-3,6. Fénytörése, kettőtörése nagy. Amfibol-gazdag kőzetekben gyakori. Nálunk a mórággyi gránitban gyakori elegyrész.

Turmalin. Bórtartalmú alumínium-szilikát. Az alumíniumon kívül Fe, Mg, Mn, Ca, Na, K, Si, F szilikátja. Jól elhatárolt oszlopos kristályokban, illetőleg alaktalanul, a kőzeteket átítatva, szabálytalan foltokban jelenik meg. Szabad szemmel tekintve a legtöbb esetben fekete, akad azonban barna, zöld, vörös és kék színű is. Savanyú kőzetek, gránitok teléreiben, kristályos palákban, kontakt palákban és laza üledékek nehézásványai között könnyen felismerhető. Nálunk a Velencei-hegység kontakt metamorf paláiban, a gránitban és aplitban fekete foltokban figyelhető meg. Laza üledékek, agyagok, agyagpalák, bauxit nehézásványai között jól elhatárolt kristályai szembetűnők. Keménysége 7, sűrűsége 3-3,25. Poláros fény előállítására alkalmas, átlátszó kristályai drágakövek.

OXIDOK

SiO₂-módosulatok

A kiválási sorrendnek megfelelően utoljára a *kvarc* (SiO₂) kristályosodik ki, ezért a kőzetekben a már kivált ásványok közti apró üregeket tölti ki, tehát nincs lehetősége saját kristályalakját felvenni. Megjelenése ezért nem idiomorf, hanem xenomorf. A kőzetek nagyobb üregeiben és hasadékaiban trigonális kristályalakokban jelenik meg.

Szabad szemmel a kőzetekben zsíros fényű. A kovasavas hévforrások vizéből 900 °C felett rombos rendszerű *tridimit*ként, 1470°C felett pedig szabályos rendszerű *christobalit*ként válik ki.

A kristályos kvarc, ha teljesen víztiszta, akkor drágakő, lencsét is gyártanak belőle, mércék, súlyok, csapágyak készítésére alkalmas. A híradástechnikában és a számítástechnikában is alkalmazzák. Nálunk szép kvarckristályok találhatóak a Mátra hegységi Gyöngyösorosoziban és a Velencei-hegységben.

A kvarc ibolyaszínű változatai *ametiszt* néven ismeretesek, nálunk Gyöngyösorosoziban, Szlovákiában pedig Selmezbányán találhatóak. Hatalmas kristályait Brazíliában fejtik, világszerte árusítják őket. A kvarc fehér változata a *tejkvarc*, ilyen a Velencei-hegységben fordul elő. Rózsaszín módosulata a *rózsakvarc*, fekete a *füstkvarc*.

Az *opál* hidrotermális folyamatok alkalmával kivált, alaktalan SiO₂×H₂O. Különösen szép opálok találhatóak a Hegyalján, Kéked, Tolcsva, Megyaszó határában, továbbá a Mátra hegység és a Börzsöny andezitjei között. Az opál féldrágakő.

Ércek

Az ércek a fémek kinyerésére alkalmas ásványok.

Magnetit, mágnesvasérc Fe₃O₄. Szabályos rendszerben, oktaéderekben, rombtizenkettesekben kristályosodik a leggyakrabban. Néhol tömött, vaskos tömegekben jelenik meg. Keménysége 5,5- 6,5, sűrűsége 4,9-5,2. Színe vask fekete, karca fekete. Vastartalma 72 súly%. Gyengén mágneses, különösen, ha mállott. A legtöbb eruptív kőzetben megtalálható, a bázisos kőzetekben nő a mennyisége. A Szarvaskő határában előforduló wehrlit 20%-a magnetit.

Ilmenit, más néven titánvas FeTiO_3 , trigonális rendszerben kristályosodik, titántartalma: 31 súly%. Fekete lemezkéinek szélein barna. Vékony lemezkékben, kerekded szemekben jelenik meg. Keménysége 5-6, sűrűsége 4,5-5,0. Nálunk a szarvaskői wehrlitben 27% is lehet.

Krómit, FeCr_2O_3 , szabályos rendszerben kristályosodik, fekete. Nem mágneses, így lehet megkülönböztetni a hozzá hasonló magnetittől. Krómtartalma 47 súly%. Keménysége 5,5, sűrűsége 4,3-4,6. Bázikus, illetve ultrabázikus magmából válik ki.

Hematit, Fe_2O_3 , trigonális rendszerben kristályosodik, vastartalma 70 súly%, fekete, fémfényű, karca meggypiros, keménysége 5-6,5, sűrűsége 4,9-5,3. Magmás, kontakt, illetve vulkáni gőzökből létrejövő szublimációs termék. Bányászatra érdemes tömegben Erdélyben a bánsági kontaktus helyén fordul elő.

Limonit, $2\text{Fe}_2\text{O}_3 \times \text{H}_2\text{O}$. Alaktalan anyagnak vélték, mígnem röntgenvizsgálatok kiderítették, hogy javarészt kristályos *goethit* és *lepidokrokit* elegye. A goethit finom oszlopos kristályai rombos rendszerbeliek, *tűvasérc* néven ismeretes. Mállás folyamán keletkezik. A lepidokrokit pikkelyes csillámszerű, rombos rendszerű. Változatai a *barnavasérc*, *gyepvasérc*. Tavak, tengerek partján egy-két mm-es, néha nagyobb gömböcskéi alkotják az *ooidos vasércet*. A limonit igen fontos vasérc, Fe-tartalma 28 súly%, könnyen kohósítható. Nálunk Rudabányán fordul elő.

Spinell, $\text{R}^{\text{II}}\text{R}_2^{\text{III}}\text{O}_4$. Itt az $\text{R}^{\text{II}} = \text{Mg, Zn, Fe}$ és $\text{R}^{\text{III}} = \text{Al, Fe, Cr}$, szabályos rendszerben oktaéderekben kristályosodik, üledékekben gyakran legömbölyödött szemcsékként fordul elő. Víztisza, vagy zöld, barna, kék lehet, üvegfényű. Eruptív kőzetek agyagzárvaiban, eruptív és üledékes kőzetek kontaktusán, kristályos palákban található. Keménysége 7,5-8, sűrűsége 8,6-4,5. A Börzsöny andezitjeinek zárvaiban is megtalálható. Nagyobb víztiszta kristályai drágakövek.

Rutil, kevés vasoxidot is tartalmazó TiO_2 . Tetragonális rendszerben kristályosodik, vékony oszlopos kristályokban fordul elő. Barnászörös, vörös. Fénytörése nagy. Keménysége 6-6,5, sűrűsége 4,2-4,3, jelentékeny vastartalom esetében 5,3. Szép, vörös, áttetsző kristályai drágakövek. Vastartalmú változatait elektródák készítésére használják. Titánacél előállítására is alkalmas. A porcelániparban halványsárga színt adó festék készítésére dolgozzák fel.

Korund, Al_2O_3 , trigonális rendszerben kristályosodik, zömök, prizmás kristályai hordóhoz hasonlítanak, a legtöbb helyen legömbölyödött szemekben fordul elő. Nemesebb változatai a kék *zafír* és a vörös *rubin*. Akadnak sárga, barna, ibolyaszín változatok is. Keménysége 9, sűrűsége 3,9. Átlátszó kristályai drágakövek. Ahol vastos tömegekben fordul elő, ott fejtik, csiszolóanyagként használják. Apróbb kristályaiból műszerek csapágait készítik a finommechanikában.

Kassziterit, vagy ónkő, SnO_2 . Négyzetes rendszerben kristályosodik, oszlopos kifejlődésű, sisakra emlékeztető ikrei gyakoriak. Szabad szemmel gyémánt- vagy zsírfehérű, a legtöbb helyen barna, vörös, sárga, esetleg fekete. Savanyú eruptív kőzetekben, elsősorban bomtott (greizenesedett, berezitesedett) gránitban fordul elő. A Velencei-hegység gránitjában nyomokban mutatták ki. Keménysége 6-7, sűrűsége 6,8-7,1. Laza üledékeink nehézasványai között gyakran felismerhető. Pneumatolitos, ónfluoridból és vízből képződik. Keresett ásványi nyersanyag.

KARBONÁTOK

Kalcit (mészpát), CaCO_3 , trigonális kristályrendszerben jelenik meg. Igen gyakori alakja a romboéder, eszerint kitűnően hasad. Romboéder szerinti ikerösszenövés figyelhető meg a márványokban. Fehér, sárgás, ritkán víztiszta, a hasadási lapokon üvegfényű. Kivételesen magmás eredetű is lehet. Keménysége 3, sűrűsége 2,7. A hozzá hasonló kvarctól kisebb keménysége és hasadása alapján különböztethető meg. Az optikai iparban nélkülözhetetlen, üveggyártáshoz is keresett anyag.

Dolomit, $(\text{Ca},\text{Mg})\text{CO}_3$, fennőtt kristályai hidrotermás telérekben található. A dolomit kőzet a mészkövek Mg-metaszomatózisával, másodlagosan keletkezik.

EGYÉB ÁSVÁNYOK

Grafit, C, trigonális rendszerben, fekete, apró pikkelykében kristályosodik. Vékony lemezei sötétkék színben áttetszők. Keménysége 1, sűrűsége 2,2-2,4. Számos területen fontos ipari nyersanyag. Nálunk nyomokban a Kőszegi- és Bükk-hegységben található.

Pirit, FeS_2 . Szabályos rendszerben kristályosodik. Kristályai aranysárgák, a mállottak szivárvány színűek, esetleg vöröses rozsdabarnák. Karca fekete. Keménysége 6-6,5, sűrűsége 4,9-5,1. Magmás, hidrotermális, kontakt vagy biogén eredetű. Könnyen bomlik, az ekkor keletkező kénsav a kőzeteket mállasztja. Egyes helyeken aranytartalmú.

Jóllehet igen gyakori, bányászatra érdemes módon kevés helyen fordul elő. Nálunk hidrotermális eredetűen andezitben található, pl. Telkibánya, Recsk, Nagyborzsöny andezit-, illetve dácitközeteiben. Ugyancsak hidrotermális a Budai hegyek, a Keszthelyi-hegység dolomitjában előforduló pirit. A kénsavgyártás alapanyaga.

Fluorit, CaF_2 . Szabályos rendszerű kristályai víztiszták vagy színezettek. A Velencei-hegységben ibolyás színűek, a Mecsek hegységi gránitban előfordulók vörösesek, de található hófehér, ibolyaszínű, sárgás és kék kristályok is. Üvegfényű, keménysége 4, sűrűsége 3,1. A savanyú magma kísérője. Gyakori az alkálilikőzetekben, mint utómagmás kiválás. Hazánkban a Velencei-hegységben Pákozd és Pátka határában fejtik. Az Erzsébet-híd budai hídfőjénél a dolomitban víztiszta kockákban fordult elő. A kohászatban olvadást elősegítő anyag. Az optikai iparban prizmák és lencsék készítésére használják, ezek a lencsék az ultraibolya fényben történő vizsgálatokra alkalmasak.

Apatit, $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{Cl}$, a Cl-t helyettesítheti F vagy OH. Hatszögös rendszerben kristályosodik. Víztiszta, fehér, ibolyás, illetve rózsaszín. A bázislap szerinti hasadás ízekre tagolja. Keménysége 5, sűrűsége 3,1-3,2. Hazai kőzeteinkben szabad szemmel nem látható, mikroszkópi kicsinységű "tű", ritkán zömök oszlopok alakjában észlelhető.

Barit súlypát, BaSO_4 . Rombos rendszerben kristályosodik, táblás kifejlődése gyakori. Hidrotermális eredetű, telérekben jelenik meg, illetve a kőzetek rétegei, padjai között. Üvegfényű, víztiszta, fehér, sárgás, kékes, de leggyakrabban barna színű. Keménysége 2,5, sűrűsége 4,3-4,7. A Budai- és a Pilis hegység dolomitjaiban, mészköveiben gyakori. A Velencei-hegységben bányászták. Rudabányán szideritben található.

Kősó (halit), NaCl. Elsősorban üledékes eredetű, szabályos rendszerű, kis keménységű ásvány.

A következő helyen lehet a fenti ásványokról további információt (fénykép, kristályszerkezet, előfordulás) találni:

<http://webmineral.com/>

A weboldal gépi fordítású magyar nyelven is olvasható, ebből idézzük azokat az ásványtani definíciókat, amelyeket fontosságuk miatt szó szerint kell tudni ☺

Mi van egy Ásványi?

A következő meghatározás -ra mi alkot egy ásványi voltak elvett -ból többkülönböző források és van rendez mellett év:

"egy ásványi van egy elem vagy kémiai elintéz ez minden szabályosan kristály- és amit van kialakult az eredményeképpen geológiai folyamat" (nikkell, E betű. H., 1995).

"ásványi anyagok van természetesen- előfordulás szervesen szubsztanciák -val egy határozott és előre látható kémiai fogalmazás és fizikai kellékek" (O' Donoghue, 1990).

"egy ásványi van egy természetesen előfordulás homogén szilárd, szervesen kialakult, -val egy határozott kémiai fogalmazás és egy rendelt atom- elrendezés" (kőműves, et amerikai légió, 1968).

ezen.. ásványi anyagok...lehet kiváló -ból egymást mellett egyén jellemzők amit keletkezik közvetlenül -ból fajta -ból atomok ők tartalmaz aztán előkészületek ezek atomok csinál belső rész őket" (Sinkankas, 1966).

"egy ásványi van egy test termel -nél folyamat -ból szervesen természet, birtoklás általában egy határozott kémiai fogalmazás és, ha kialakult alatt kedvező feltételek, egy bizonyos jellemvonás atom-szerkezet melyik van kifejez -ban -a kristály- forma és más fizikai kellékek" (Dana & Átgázol, 1932).

"mind különböző kémiai elintéz előfordulás -ban szervesen természet, birtoklás egy határozott molekuláris szerkezet vagy rendszer -ból kristályosodás és jól- meghatároz fizikai kellékek, alkot egy ásványi fajok" (ecset & Penfield, 1898).

Magmatizmus

Magma:

Szilikátolvadék, amely kristályos és gáz halmazállapotú komponenseket is tartalmaz. A felszínre került magmát *lávának* nevezzük. Hőmérséklete 1000 C⁰ körüli. A *bázisos (alacsonyabb SiO₂ tartalmú)* lávák magasabb hőmérsékletűek, és kisebb viszkozitásúak, mint a *savanyú (magasabb SiO₂ tartalmú)* lávák.

A magma összetétele:

Körülbelül 95 %-ban a litoszférát felépítő 8 fő elem alkotja. Az elemek oxidként vannak jelen. A SiO_2 tartalom 45-75 % között változhat. A gáz komponensek között uralkodó a vízgőz, mellette egyéb gázokat is tartalmaz. A három fő magmatípus a *bazaltos* (SiO_2 tartalom kb. 50 %), *andezites* (SiO_2 tartalom kb. 60 %) és *riolitos* (SiO_2 tartalom kb. 70 %). A felszíni vulkáni tömeg 80 %-a bazaltos összetételű, a riolit illetve andezit 10-10 %-ot alkot.

A magma keletkezése:

A közettömegek olvadása a litoszférában $700-1500\text{C}^0$ között megy végbe. A nyomás növekedése az olvadáspontot növeli, a vízgőztartalom növekedésével az olvadáspont csökken. A különböző magmatípusok keletkezésére a vulkánok elterjedéséből következtethetünk.

Bazaltos magma:

A kontinentális és az óceáni lemezek területén egyaránt előfordul (óceánközépi hátságok, „forró pontok”, kratonok). Keletkezése az asztenoszférában zajló konvekciós áramlatokhoz köthető.

Andezites magma:

A jelenleg aktív andezit vulkánok a Csendes óceán partvonala mentén helyezkednek el („andezit vonal”). Az andezit láva keletkezése a kontinentális lemez alá lebukó óceáni lemez részleges megolvadásával magyarázható (az üledékek miatti magas víztartalom csökkenti az olvadáspontot).

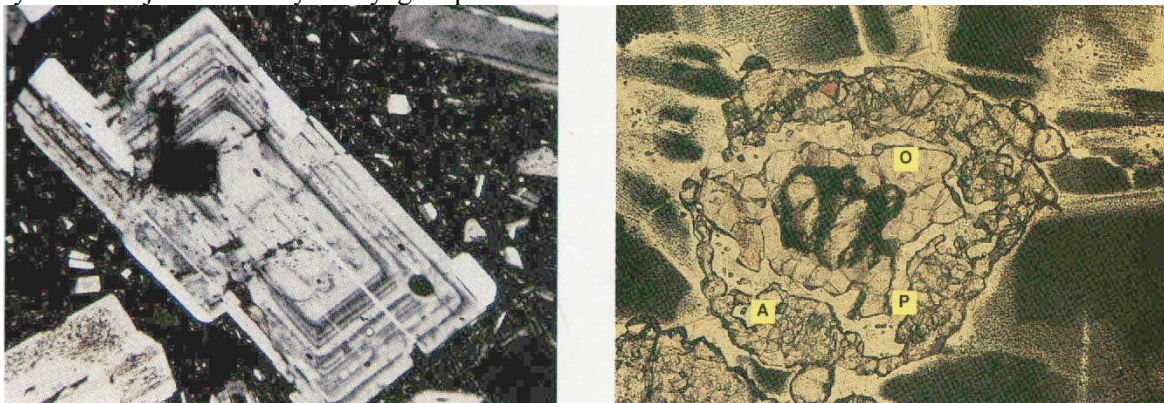
Riolitos magma:

Riolit vulkánok kizárólag a kontinensek területén fordulnak elő, helyenként andezit vulkánok szomszédságában.

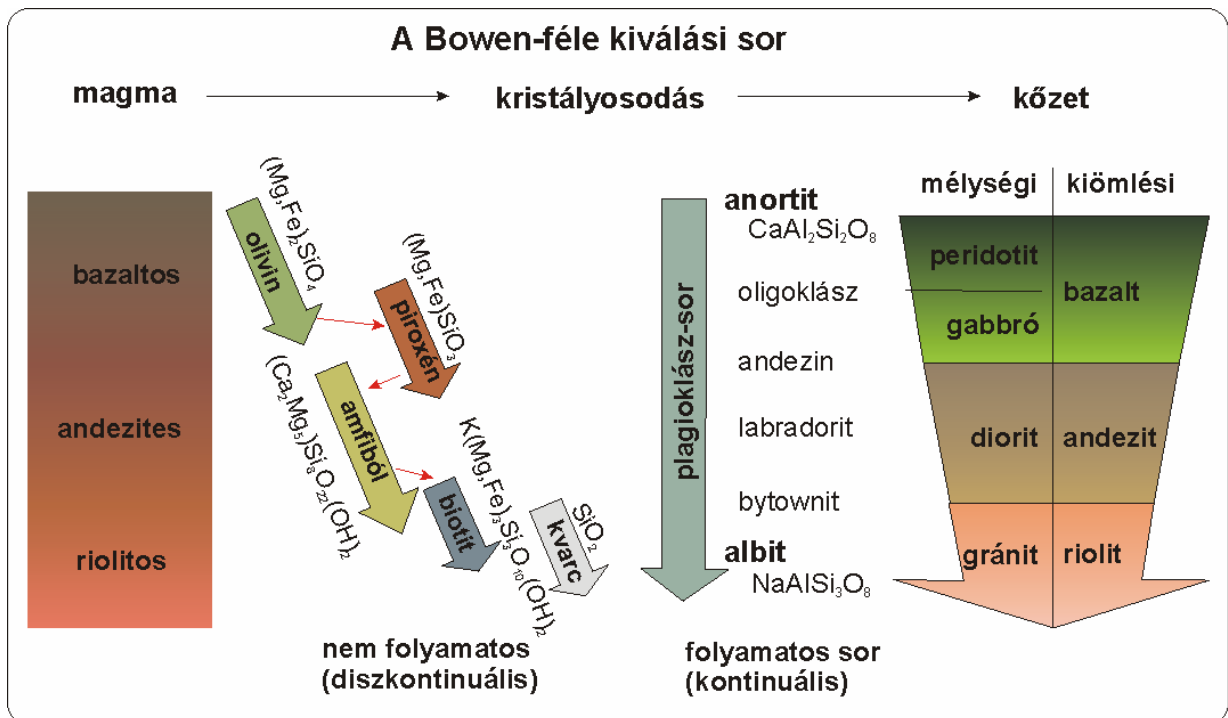
Keletkezésük a forró pontok feletti kéregolvadásra, kollíziós folyamatokra vagy az andezites olvadék differenciációjára vezethető vissza.

A magma kristályosodása:

A *Bowen-féle* kristályosodási sorrend szerint történik. A legelső kristályosodási termékek az *anortit* és az *olivin*. *Kontinuális sor*: a magma összetétele a hűlés során egyre savanyúbb felé tolódik el, ami folyamatosan ugyanolyan kristályszerkezetű, de egyre magasabb SiO_2 tartalmú földpátok kiválását eredményezi (zónás plagioklászok). *Diszkontinuális sor*: az olivin kristály reakcióba lép a maradék olvadékkal, az eltérő kristályszerkezetű, savanyúbb összetételű piroxén keletkezik. Ennek a maradék olvadékkal való reakciójából származik az amfiból, majd a folyamat ismétlődésével a biotit. A maradék SiO_2 kvarc formájában válik ki. A ritka elemeket tartalmazó magmákból elkülönülési folyamatok útján értékes nyersanyagtelepek keletkezhetnek.



Zónás plagioklász kristály, mutatva a magma egyre savanyúbb összetételét (bal oldal); olivin mag körül kialakult piroxén és amfiból, a diszkontinuális kristályosodás termékei (jobb oldal)(a kristályok valódi mérete kb. 2 mm)



A Bowen kiválási sor és az adott ásványos összetételnek megfelelő kőzetek

A magma megszilárdulási formái:

Vulkáni formák:

Plató bazalt: hosszanti törések mentén, szárazföldi körülmények között kerül felszínre.

Pillow (párna) bazalt: tenger alatti vulkanizmus esetén jön létre, a vízzel való érintkezés és a hirtelen lehűlés eredményeként.

Pajzsvulkán: alacsony viszkozitású bazalt láva hozza létre, szárazföldi viszonyok között (Hawaii).

Vulkáni törmelék (tefra) kúpok: andezit- és riolit tufa- illetve lapilli jellegű, 25-30 fok lejtésszögű kúpok. A magas hőmérsékleten összesült tufa az *ignimbrit*.

Rétegvulkán (sztratovulkán): andezites összetételű láva és tefra (piroklasztikum) rétegek váltakozásából áll, melyek nagyméretű, szimmetrikus szerkezetű kúpokat hoznak létre.

Riolit kúpok: a riolit láva a nagy viszkozitás miatt nem tud szétterülni.

Kráter: a kitörési centrumban keletkezett üreg

Kaldera: a kráter körüli terület beszakadásával keletkezik, amit a magmakamra részleges vagy teljes kiürülése idéz elő.

Utóvulkáni exhalációk: fumarola (C és N vegyületeket tartalmazó vízgőz), szolfatára (S vegyületek), mofetta (CO₂).

Vulkáni katasztrófák:

I.e. 79: *Pompeii:* a Vezuv mérgező gázai megölték a város lakosságát, majd a tefra betemette a várost.

1883: A *Krakatau* kitörése által keltett szökőár (cunami) Jáva szigetén 30 ezer ember halálát okozta (ez volt a történelem legnagyobb vulkáni eseménye, a vulkáni anyag 4 millió km²-en szóródott szét).

1902: Martinique szigetén a *Mount Pelée* gyorsan lehőmpölygő vulkáni törmeléke percek alatt betemette 30 ezer lakosú várost, amely a hegy közelében feküdt.

1985: A columbiai *Nevado del Ruiz* vulkán törmelék-kúpja esőzések miatt fellazult, és az iszapfolyás betemette a 20 ezer lakosú települést.

Plutoni (mélységi) formák:

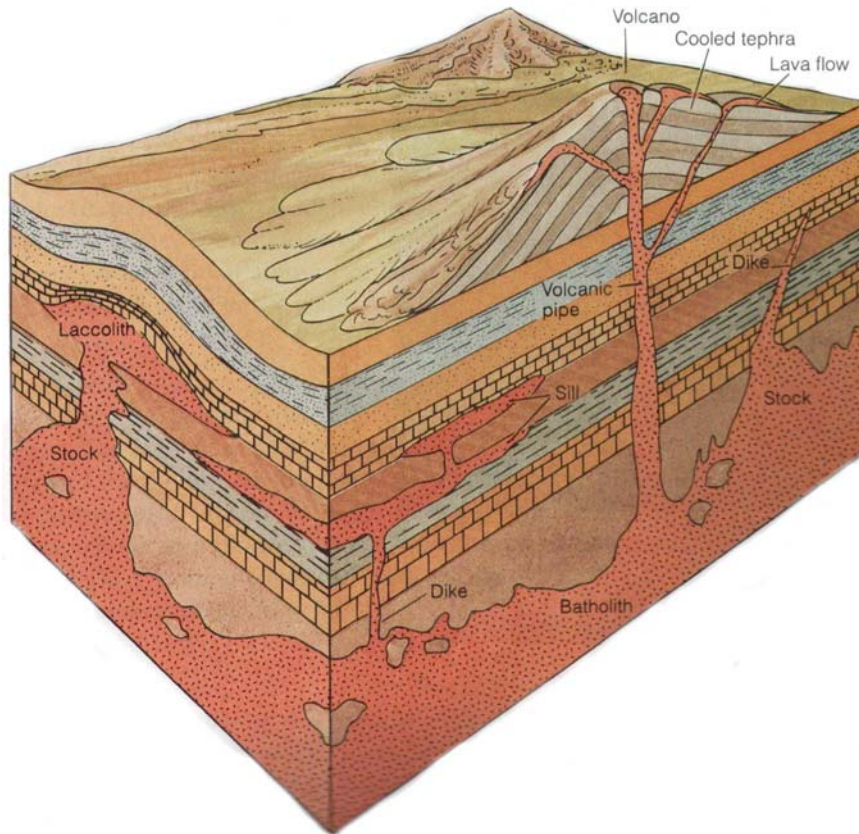
Batolit: 100 km-nél nagyobb átmérőjű, szabálytalan alakú testek. A felfelé nyomulás közben „xenolitokat” kebeleznek be.

Tömzs (stock): 100 km-nél kisebb átmérőjű magmás test.

Lakkolit: az üledékes réteggéssel párhuzamos, felfelé domborodó test.

Lopolit (sill): tál alakú forma

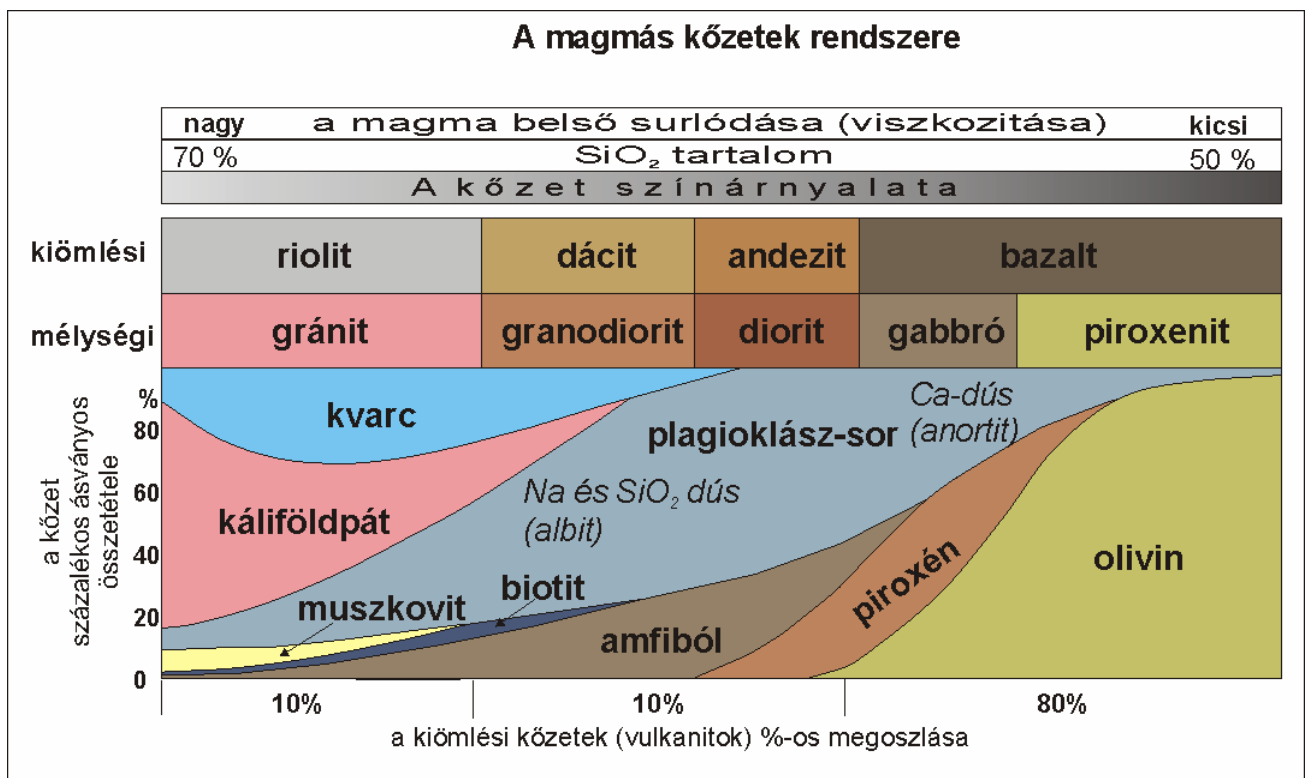
Dyke: üledékes rétegeket átszelő kőzettelér



Vulkáni és plutoni formák

Magmás kőzetek:

A magmás kőzetek csoportosítása a szöveti jellemzők és az ásványos összetétel szerint:



ÜLEDÉKES KÖZETEK

MÁLLÁS, ERÓZIÓ, ÜLEDÉKKÉPZŐDÉS

A kéreg 5%-a, a felszíni képződmények 75 %-a üledékes kőzet.

⊕ **Mállás**

⊕ **fizikai (mechanikai)**

⊖ *hőhatás (inszoláció), fagyhatás, sókiválás, gyökerhatás*

⊕ **kémiai (vegyi)**

⊖ *humid klímán jelentős*

⊖ *oxidáció, hidratáció, oldódás, hidrolízis, szialitos (agyagásaványok), allitos (bauxit) mállás*

⊖ **organikus**

⊖ **regolit:** mállási kéreg a talajt is beleértve

⊕ **Szállítás, lehordás**

⊕ szállító közeg (*levegő, víz*)

⊕ **A víz földtana**

A hidroszféra

⊕ *Felszín alatti vizek*

⊖ Talajvíz

⊖ Rétegvíz

⊖ Karsztvíz

⊖ Hévizek

⊖ **A légköri víz**

⊖ **A szárazföldek felszíni vizei**

⊖ **A jég mint kőzet**

⊖ **A tengerek és óceánok vizei**

⊖ áramlási viszonyok, szemcsék anyaga, mérete

⊖ leülepedési környezet: **fácies**

⊕ leülepedés ⇒ **rétegzett** üledék

⊖ *rétegzettség*

⊖ **diagenezis** ⇒ **ÜLEDÉKES KŐZET**

(korábbi felosztás: törmelékes, vegyi, biogén)
nevezéktani problémák

Egyes „kőzetnevek” problémái (flis, molasz, turbidit, ofiolit)

⊕ **Extrabazinális kőzetek**

törmelék, törmelékes kőzetek

törmelék ⇒ breccsa, kavics ⇒ konglomerátum

homok ⇒ homokkő, arkóza, grauvalke

aleurit ⇒ aleurolit, agyag ⇒ agyagkő, agyagpala

⊕ **Intrabazinális kőzetek**

mésző, tűzkő, sókőzetek (evaporitok), vasas, mangános

üledékek, kausztobiolitok

⊕ **Piroklasztitok**

főként tefrából

Reservoir	Percent of Water
Oceans	97.2%
Ice	2.15%
Groundwater	0.62%
Lakes	0.017%
Moisture	0.005%
Atmosphere	0.001%
Rivers	0.0001%

Az üledékes kőzetek kiindulási anyaga a felszíni körülményeknek kitett kőzetek törmeléke vagy oldott elemei, melyek mállás majd szállítás után jutnak az üledékgyűjtőbe. A laza, nagy víztartalmú *üledék* diagenetikus folyamatok után válik *üledékes kőzetté*. Az üledékes kőzetek legfőbb jellemzője a rétegzettség.

Az üledékes kőzetek **kőzettani osztályozása** az üledékképződésben szerepet játszó fizikai-kémiai-biológiai tényezők alapján történik. Eszerint az üledékes kőzeteket 3 csoportba oszthatjuk:

1. Törmelékes(mechanikai, klasztikus, detritális) üledékes kőzetek:

Kiindulási anyaguk fizikai felaprózódással keletkezett kőzettörmelék (detritusz), mely a szél, jég vagy folyóvíz útján szállított. Összetételükben uralkodó a kvarc, csillámok és a savanyú földpátok, mivel az ásványok stabilitási sorrendje a kiválási sorrend fordítottja.

2. Vegyi üledékes kőzetek:

Az üledékanyag oldatban szállítódik a lerakódás helyére. A kicsapódást a megváltozott környezeti feltételek (ph, hőmérséklet, stb.) idézik elő.

3. Biogén üledékes kőzetek:

Uralkodóan élőlények szerves maradványaiból (pl. kőszén, alginit) vagy szervesetlen vázelemeiből (biogén mészkő, radiolarit) állnak. A szervesetlen váz törmelékéből felépülő kőzeteket bioklasztikus kőzeteknek nevezzük.

Az üledékes kőzetek kialakulásában szerepet játszó folyamatok: mállás, szállítás, üledékképződés, diagenézis

Mállás

A mállás felszínen vagy felszínközeli zajlik, a kőzetek mechanikai és/vagy kémiai hatásra történő lebomlása, elváltozása. A *fizikai mállás* a kőzetek felaprózódása. A *kémiai mállás* oldódási folyamatokat jelent, fő hatótényezője a víz és a benne oldott CO₂.

Fizikai mállás tényezői:

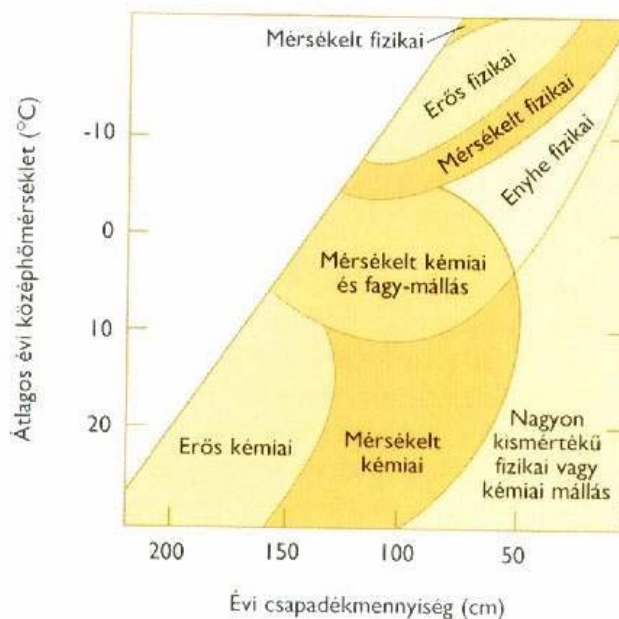
Repedezés (jointing): mélységi kőzetek felszínközeli kerülve a nyomáscsökkenés miatt kiterjednek, párhuzamos síkok mentén repedeznek. Hasonló formák jöhetnek létre bázisos láva kihülésekor (bazalt oszlopok).

Fagy-hatás: a legintenzívebb repedezést, aprózódást előidéző tényező. Elsősorban a mérsékelt övben érvényesül.

Kristály növekedés: a talajvízből kicsapódó sók idézik elő.

Növényi gyökerek: m³-es tömbök letörésére képesek

Inszoláció: a nap hőhatásának napi változása a kőzetekben. A szélsőséges napi hőingású területeken (sivatagok: max. 40 C⁰) érvényesül.



Kémiai mállás típusai:

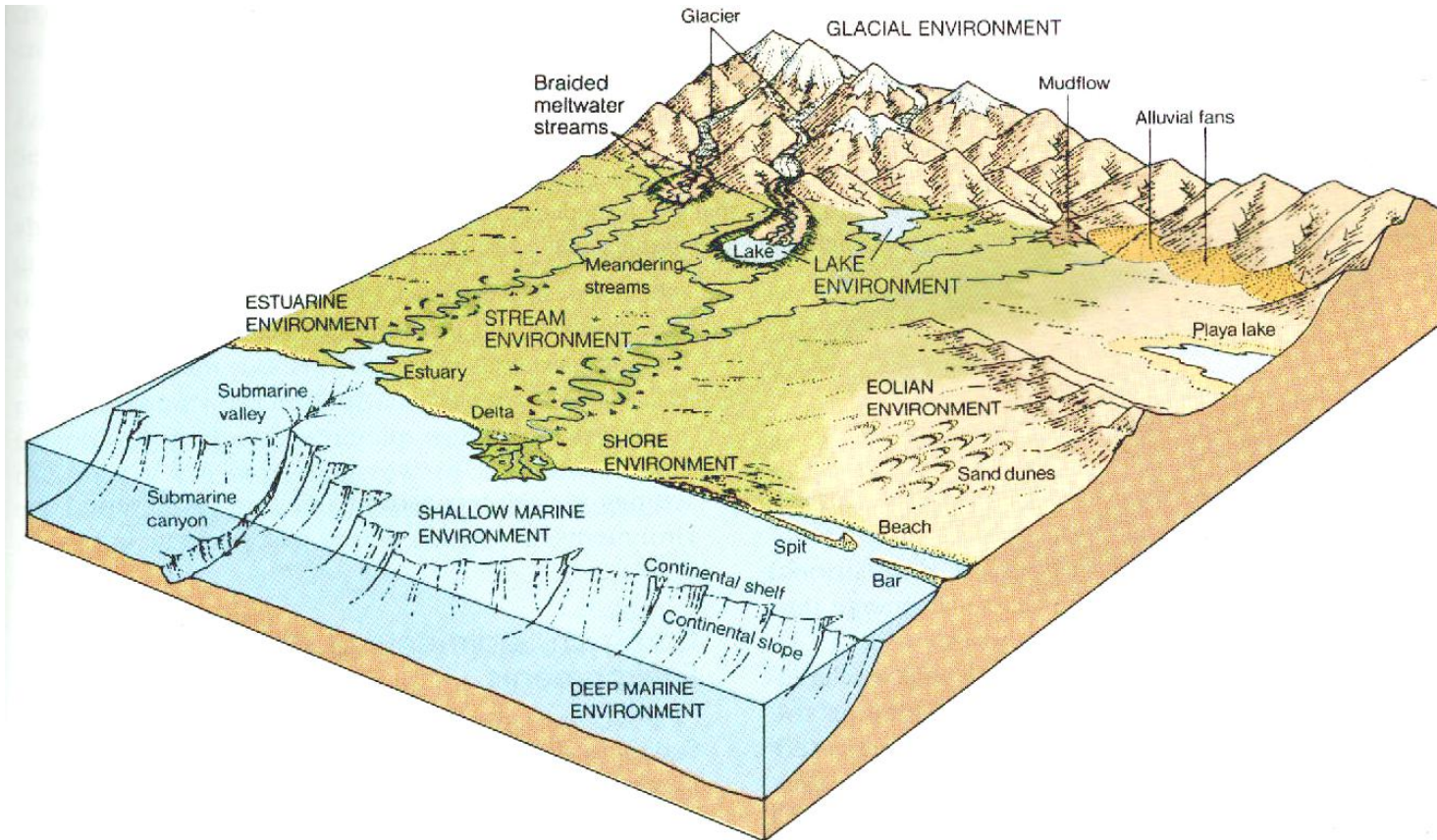
Hidrolízis: a kőzetek földpátjai vízfelvétellel agyagásványokká alakulnak.

Walther-féle fácies törvény: folyamatos rétegsornál csak olyan fáciesek helyezkedhetnek el egymás felett, amelyek egyidőben közvetlenül egymás mellett találhatók.

Hutton-Lyell aktualizmus elve: a földtörténet során az üledékképződési feltételek ugyanolyanok voltak, mint napjainkban (recens analógia). Ez az elv nem alkalmazható mechanikusan.

Az üledékképződési környezetek 2 nagy csoportja: kontinentális és tengeri környezetek.

Kontinentális és tengeri üledékképződési környezetek:



1. Kontinentális üledékképződési környezetek

a. Eljegesedett (glaciális) területek

Ide soroljuk a poláris jégtakarókat és a magashegységek hóhatár feletti területeit. A jégben szállított törmelék szögletes és rendkívül osztályozatlan, a szemcséken illetve a jégtömeg által kivájt meder aljzatán „jégkarcok” lehetnek. Víz hiányában a fizikai mállás jellemző.

Jellemző üledéktípusok és fácies jellegeik:

Tillit: rétegzetlen, osztályozatlan, koptatatlan szemcsékből áll, agyagásványokat nem tartalmaz.

Varv: a téli és nyári időszakok változását tükröző „szalagos agyag”.

Vándorkő (erratikus tömb): a jég által nagyobb távolságra elszállított tömb.

A fenti fáciesjellegek felismerésével a földtörténet utolsó 1,2 milliárd évében 6 jégkorszakot lehet rekonstruálni. Az utolsó jégkorszak 2 millió évvel ezelőtt kezdődött, és napjainkig tart.

b. Sivatagi területek

Sivatagi környezetben a szél végzi a lepusztító-szállító tevékenységet.

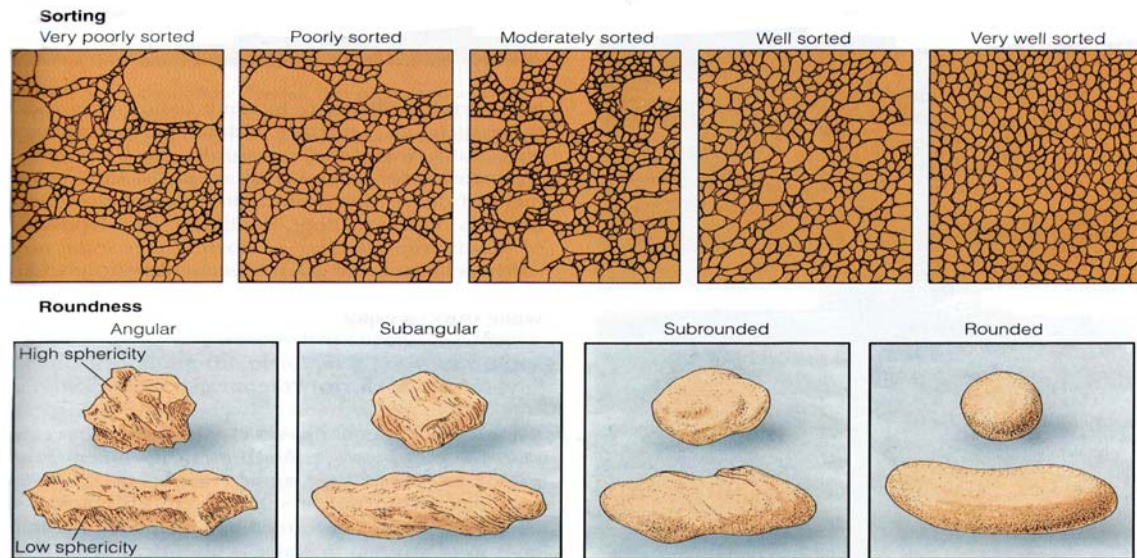
Jellemző üledéktípusok és fácies jellegeik:

Eolikus homok v. dűnehomok: igen jól osztályozott, szemcsemérete 0,15-0,25 mm, a szemcsék fényesek és koptatottak. A szemeloszlási görbe egy maximumot mutat. Ásványos összetétel: 70 % kvarc, 20 % földpát, 10 % egyéb. A szemcséken gyakori az amfiból és biotit Fe tartalmának oxidációjából eredő vörös bevonat. Jellemző az ívelt keresztretegzettség.

Éleskavics (dreikanter): a sivatagban fekvő kődarabokat a szél által szállított homok síklapok szerint csiszolja, melyek élekben találkoznak.

Vádi üledékek: a ritkán, de hevesen lezúduló csapadék a magaslatokba éles, V alakú völgyeket vág. A lehordott üledék a hegylábánál legyező-alakú *fanglomerátumban* rakódik le.

Evaporitok: a vádi vize gyakran lefolyástalan sóstavakat (*playa*) tölt fel, melyek bepárlódásával dolomit, gipsz, kősó, szóda, nitrátok keletkeznek. Az evaporit rétegek fanglomerátum jellegű üledékekkel váltakozhatnak.



Osztályozottság (fent) és koptatottság (lent) változatai törmelékes üledékekben

c. Folyóvízi (fluviatilis) üledékképződési környezet

A felsőszakasz jellegű folyóknál csak az erózió érvényesül, üledékképződésre a folyó középső- illetve alsószakaszánál van lehetőség. Folyóvízben törmelékes üledékképződés zajlik: *kavics* (>2 mm), *homok* (2-0,02 mm), *aleurit* (0,02-0,002 mm), *agyag* (<0,002 mm).

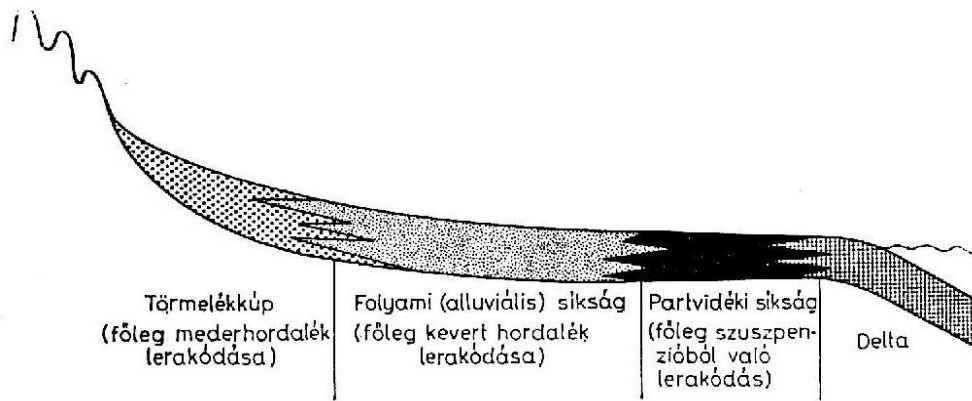
Mederüledékek: kavics és homok, a folyási sebesség változásából adódóan. A mederüledékek szemcseeloszlásának két maximumos jellegét (*bimodalitását*) az is okozhatja, hogy a folyóvíz görgetve és lebegtetve is képes szállítani az üledéket. A folyóvíz által szállított homokszemcsék *fénytelenek* és *koptatatlanok*, mert a hidrát burok megakadályozza, hogy súrolják egymást. A mederüledékek mindig keresztretegzettek.

Parti üledékek: aleurit, homokos aleurit.

Ártéri üledékek: aleurit, agyag, magas szerves anyag tartalommal. Ezekből *folyami síkságok* alakulnak ki.

Törmelékkúp: hegyek lábánál jön létre, osztályozatlan üledék (*alluviális legyező*).

Delta fácies: olyan tengerpartokon alakul ki, ahol nem túl erős az árapály (ellenkező esetben az alárendelt üledékképződésű tölcsértorkolat v. esztuárium jön létre). Gyors, nagy vastagságú üledékképződés jellemzi, ahol meder-, ártéri- és mocsári üledékek váltogatják egymást.



d. Tavi üledékképződési környezet

A tavak geológiai értelemben gyorsan feltöltődnek, ezért a tavi üledékek mennyisége alárendelt. Fontosabb tavi üledéktípusok:

Aleurit, agyag, márga: anyagát a folyók szállítják a tavi környezetbe.

Édesvízi mészkő (travertino): kiválását a szerves anyag elősegíti, mivel a növények környezetében megváltozik a víz pH-ja. A mészkő lyukacsos szerkezetű, mert megőrzi a növényzet struktúráját, amire kivált.

Limnikus kőszéntelepek: mocsári feltételek között az iszap az elhalt növényi anyagot elzárja az oxidációtól. Az így létrejött tőzegből a fokozódó betemetődés (p, T növekedés) hatására lignit, barnaköszén, feketeköszén majd antracit lesz.

Tavi vasérc (gyepvasérc): a limonit kiválását a növényi anyag és a bakteriális tevékenység segíti elő.

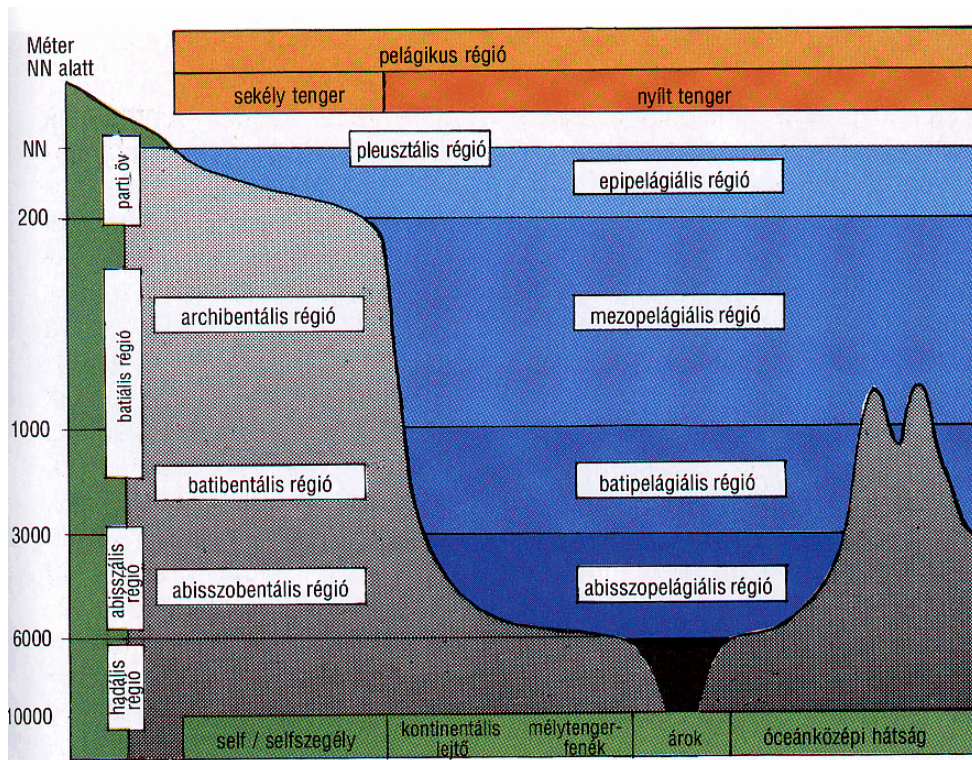
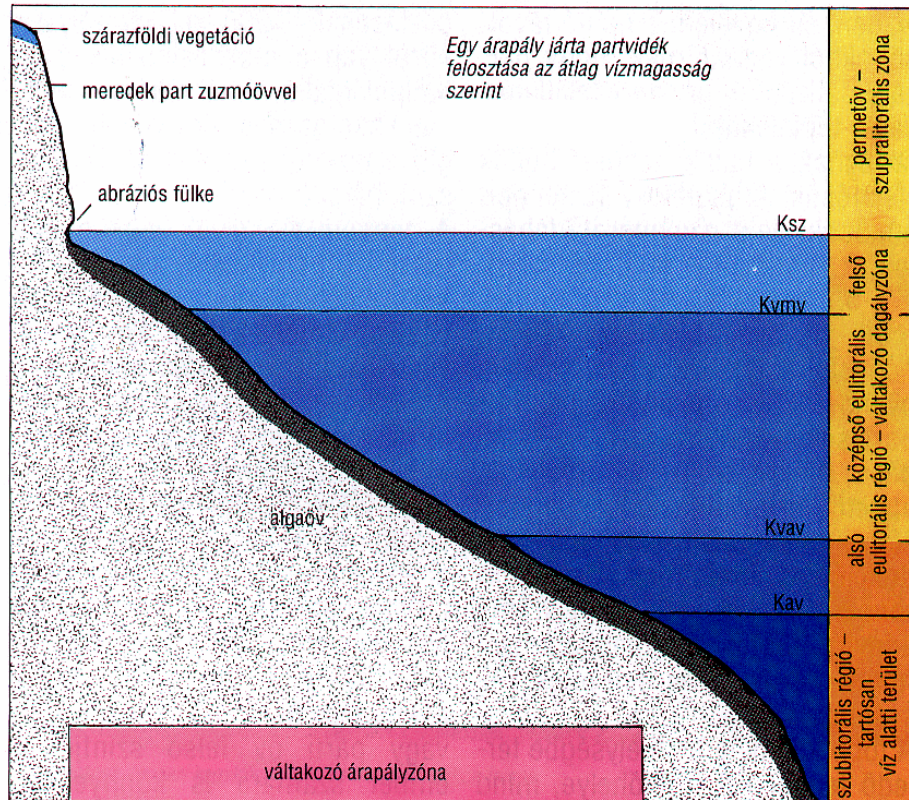
Tavi kovaföld (diatómit): vulkáni törmelékszórás a tavak oldott SiO_2 tartalmát megnöveli, ez elősegíti a kovavázú algák (Diatoma) elszaporodását, melyek tömeges felhalmozódásával kovaföld keletkezik. Tengeri körülmények között is képződhet.

e. Forrás- és barlangi üledékek

Meszes üledékek: magas karbonát tartalmú forrásokból a felszínre lépés környezetében borsókő, pizolitos mészkő, travertino válhat ki. Ide sorolhatók a barlangi cseppkövek is.

Vulkáni utóműködés üledékei: a gejzirekből az oldott SiO_2 tartalom kiválhat (gejzirit). Az utóvulkáni gőzökből bór, kén és gipsz csapódhat ki.

2. Tengeri üledékképződési környezetek



A tengerfenék élőhelyei – a mélységek szerinti felosztásban (NN-középtengerszint)

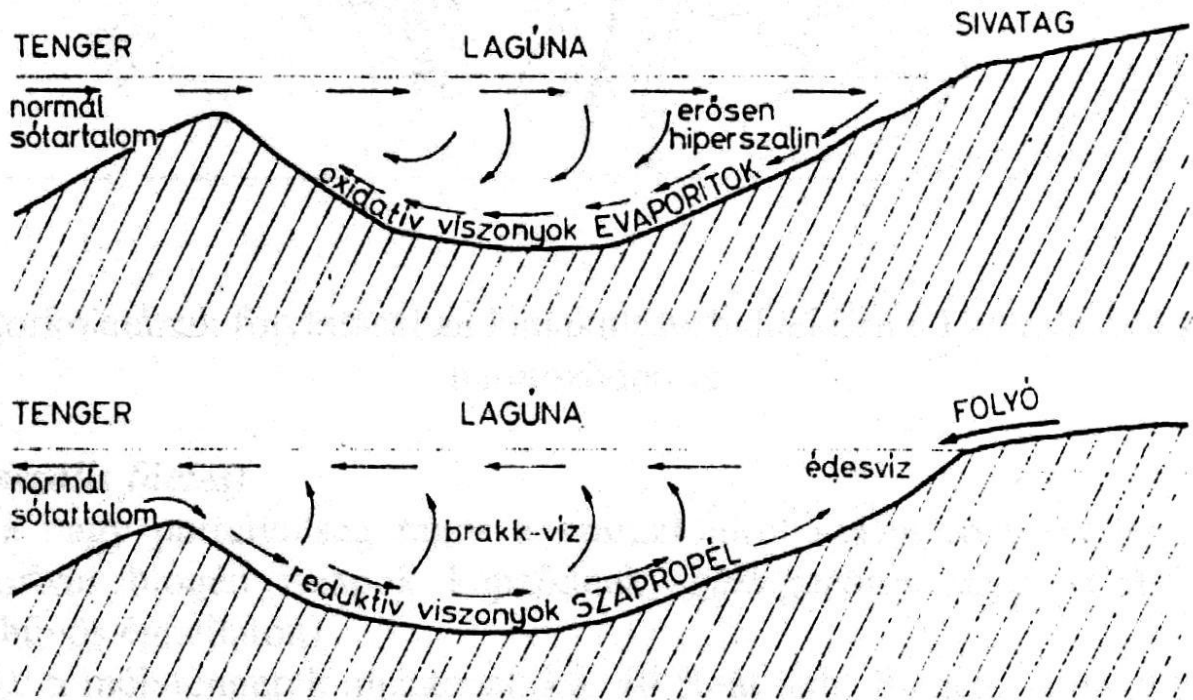
a. Litorális öv

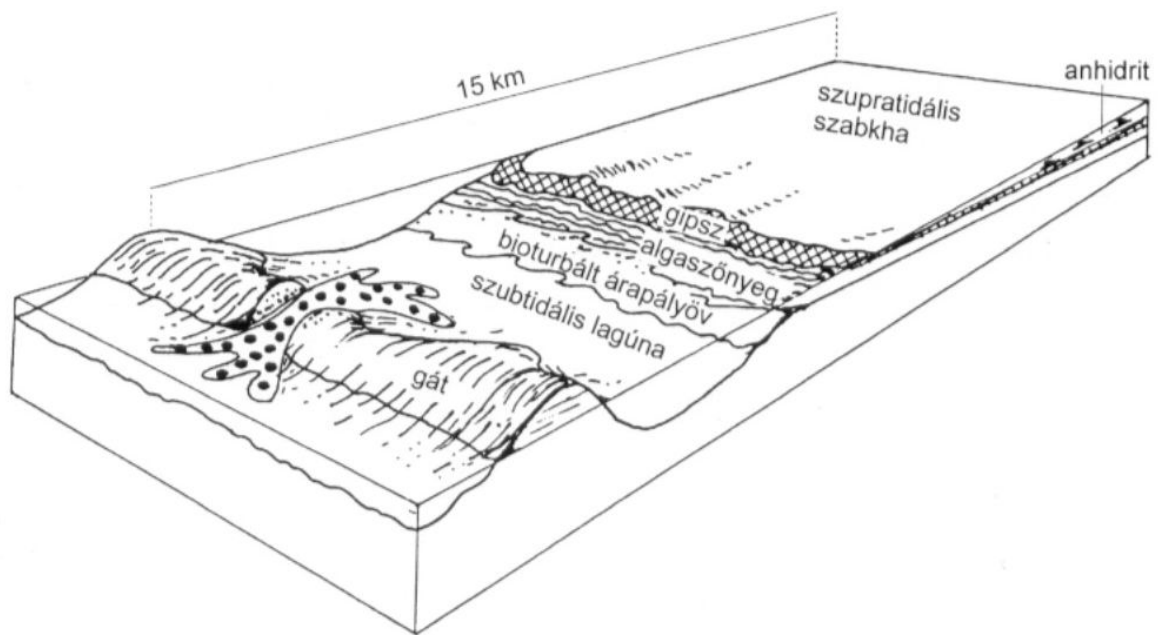
Az apály és dagály szintje közé eső öv. A part morfológiájától függően sajátos üledékképződés jellemzi.

Meredek, sziklás part: abrázíós kavics, fűrókagylós mészkő, Ostrea, Balanus

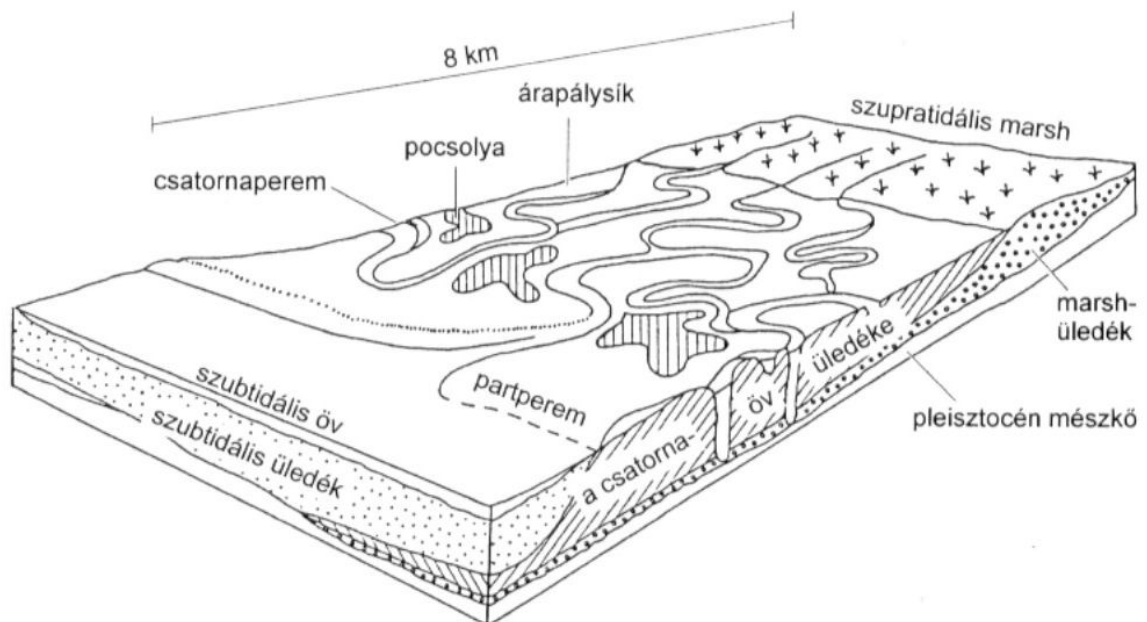
Lapos part: jól osztályozott homok

A lagúnák két szélső típusa

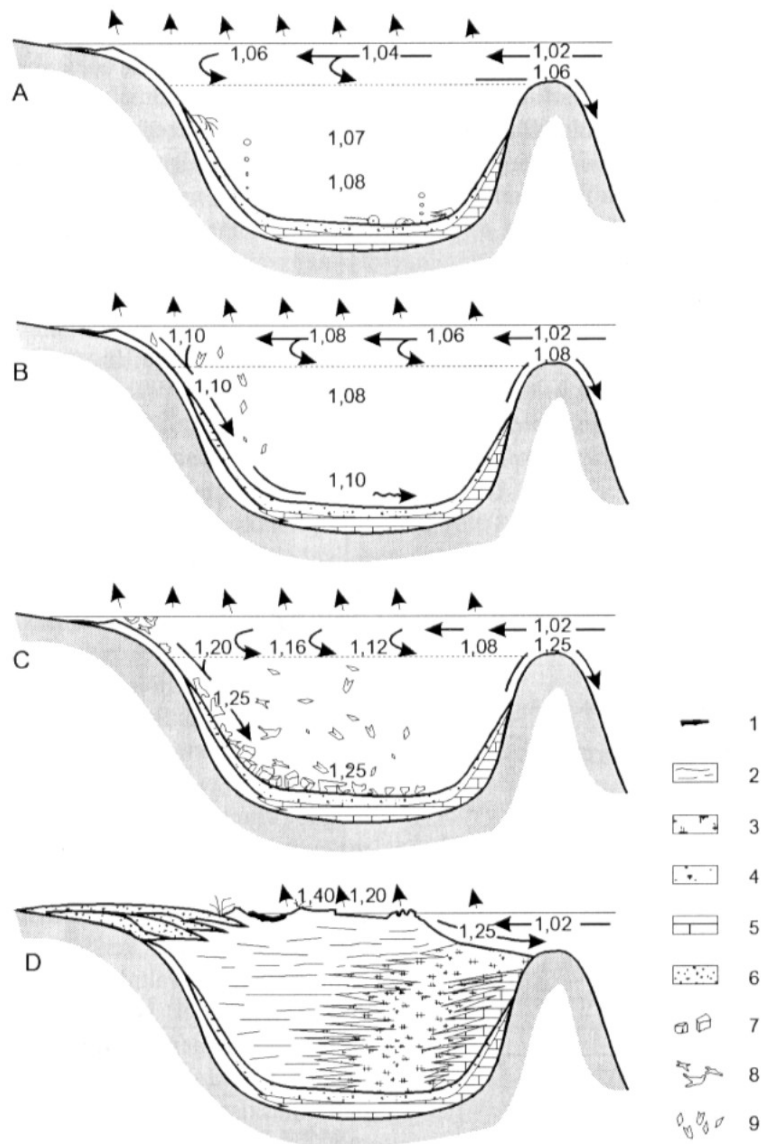




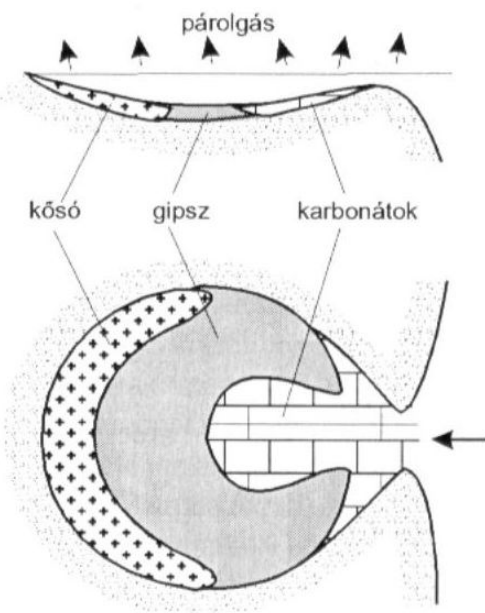
43. ábra. Az arid árapálysík modellje a Perzsa-öböl partvidékén végzett megfigyelések alapján (Shinn, 1982 nyomán)



39. ábra. A humid árapálysík modellje az Andros-szigeti megfigyelések alapján (Ginsburg és Hardie, 1975 nyomán)



91. ábra. A mély elzárt medencék általános üledékképződési modellje (Schmalz, 1969 nyomán). A – euxin szakasz, B – egyensúlyközeli szakasz – időszakos sókiválás és visszaoldódás, C – evaporitkicsapódási szakasz, D – medencefeltöltődési szakasz. Jelkulcs: 1 – kálisó, 2 – kősó, 3 – gipsz, anhidrit, 4 – euxinfaciesű üledékek, 5 – dolomitosodott karbonátok, 6 – homokkő, 7 – kocka alakú kősókristályok, 8 – ág alakú kősókristályok, 9 – gipszkristályok



90. ábra. A sekély elzárt medencék (lagúnák) általános üledékképződési modellje

b. Zátonyok és lagúnák öve

Korallzátonyok:

telepes korallok hozzák létre, max. 100 m-es tengermélységben (a velük szimbiózisban élő, fényt igénylő zöldalgák miatt). További feltételek: normál sótartalmú, jól mozgatott, 18 C⁰-nál melegebb tengervíz. Típusai: szegélyzátony, sánczátony, atoll. Nagy vastagságú korallzátonyok akkor jönnek létre, ha a tengeralfjzat fokozatos süllyedésével lépést tart a zátony növekedése.

Sztromatolit zátonyok: kéalgák szálacskaiknak üledékmegkötő hatására jönnek létre a partszegélyi övben. Réteges, félgömb-szerű tömbökből állnak.

Homokzátonyok: a folyók által behordott, terrigén anyagból képződnek.

Lagúnák: a nyílt tengerrel csak időszakos összeköttetésben lévő, zátonyok által lefűzött tengeröblök. Feltöltődhetnek terrigén anyaggal vagy meszes héjak törmelékével, de speciális esetben gazdasági jelentőségű nyersanyagok is képződhetnek: arid területeken *sótelepek*, humid éghajlaton *paralikus kőszételepek* vagy *szapropél* (rothadó iszap, a kőolajképződés kiindulási közete) jöhetnek létre.

c. Self öv (szublitorális fácies)

Azokon a területeken, ahol intenzív a *terrigén anyag* beszállítása, *homok*, *aleurit* vagy *meszes homok* rakódik le.

Ahol a törmelékanyag mennyisége alárendelt, a sekélytenger meszes vázat kiválasztó élőlények váztörmeléke halmozódik fel (*karbonát platformok*). Az élővilág a sekély, meleg tengerben gazdagabb, és a vázak vastagabbak és nagyobb méretűek, mivel a karbonát váz kiválasztásának feltételei itt kedvezőbbek.

Ooidos mészkő (oolith): erősen mozgatott, néhány m mély trópusi tengervízben aragonit válik ki, <1 mm-es, koncentrikus héjú gömböcskék formájában.

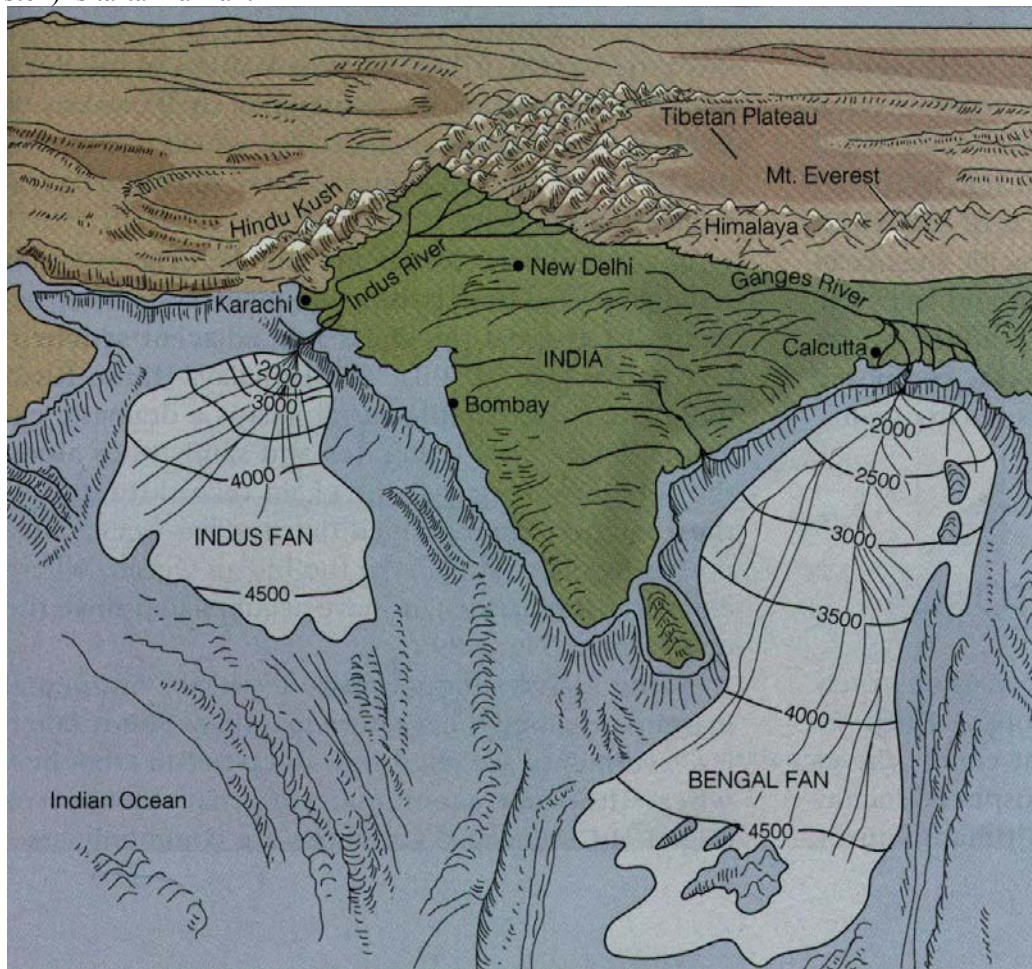
Glaukonit: 200 m körüli hűvös tengervízben, lassú áramlási zónákban kiváló, autigén keletkezésű, zöld színű agyagásvány. Homokkőben vagy mészkőben jelenik meg.

Chamozit: Fe-Al-hidroszilikát, amely 60 m-nél sekélyebb, trópusi tengervízben képződik. Oolitos szerkezetű.

Foszforit: Ca-foszfát és mészüledék keveréke, 30-300 m közötti tengermélységben válik ki, gumók vagy rétegek formájában. Anyagához madárguanó és csont is hozzájárul.

d. Kontinentális lejtő (bathiális fácies)

A folyóvizek torkolatánál a self felszínébe is üledékszállítási csatornák vágódnak. Ezek folytatásában a meredekebb kontinentális lejtőn földrengések hatására üledécsuszamlások jönnek létre, és a zagyyszerű üledéktömeg nagy sebességgel a kontinentális lejtő alára hömpölyög. Itt a szemcseméretnek megfelelően *gradált rétegzéssel* rakódik le. A folyamat többször ismétlődve *turbidit-jellegű* üledéket hoz létre. A földtörténeti múltban felhalmozódó turbiditeket *flisnek* nevezzük. A nagy flis tömegek kialakulása hegységképződéshez kötődik. A turbiditek olisztolitokat (környezetüktől idegen kőzetestek) is tartalmaznak.



Az Indus és a Gangesz torkolatának folytatásában kialakult turbiditekből a Himalájából származó törmelékanyag halmozódott fel. A szintvonalak az üledékvastagságot jelölik.

e. Óceáni medence (abisszális fácies)

Ebben a környezetben a nagy parttávolság miatt a szárazföldről származó törmelékanyag szerepe alárendelt (*terrigén iszap*). Elsősorban biogén iszapok képződnek: *globigerinás iszap* (CaCO_3 , meleg éghajlaton), *radioláriás iszap* (SiO_2 , hűvös éghajlaton).

Vörösiszap (barna iszap): a mélytengerek aljzatának kb. 40 %-át fedi. Eredete: a nagy nyomás miatt feloldódott mésziszap oldási maradéka, vulkanogén anyag, kozmikus por. Képződése rendkívül lassú, cm/ezrenként. A jelenkori mélytengeri vörösiszapokban és felszínükön igen gyakoriak a 2-5 cm-es *magnoxid gumók* (Csendes-óceán: 100 db/m²!). Képződésük tengeralatti vulkáni működéssel hozható kapcsolatba.

Kőzettéválás – diagenézis

Kőzettéválás (litifikáció): az a folyamat, melynek során a laza, konszolidálatlan, víztartalmú üledékből üledékes kőzet lesz. A **diagenézis** – bár általában a kőzettéválás szinonimájaként használják - tágabb fogalom. Magába foglalja kőzettéválást és az egyéb átalakulási folyamatokat is, amelyek az üledék lerakódása után zajlanak (oldás, helyettesítés, szénülés, dolomitosodás). Ezek a folyamatok max. 5 km mélyséig zajlanak.

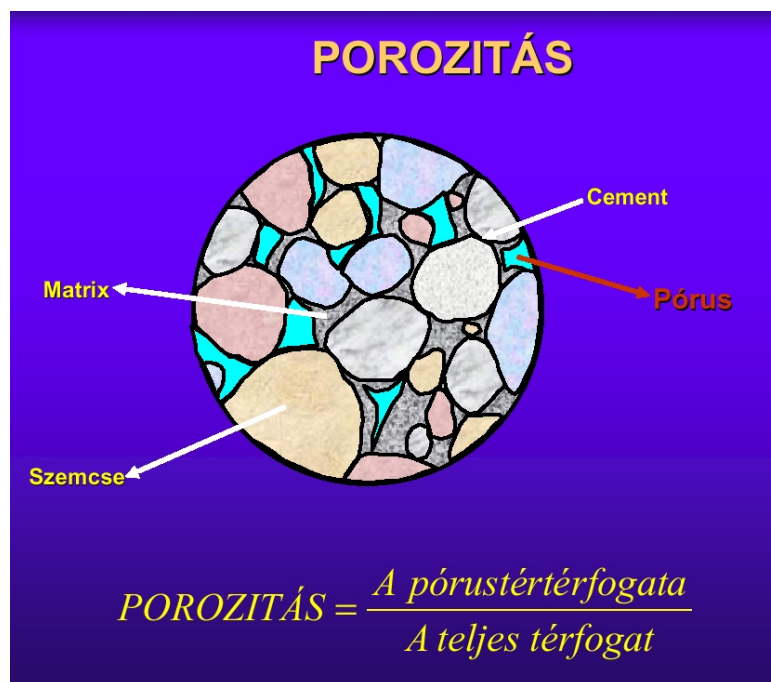
Diagenetikus folyamatok:

Tömörödés (kompakció): rétegterhelés hatására jön létre, porozitás csökkenéssel és vízvesztéssel jár együtt. 300 m mélyséig a vízvesztés 50 %, a porozitás csökkenés mértéke 20 % lehet.

Cementáció: a pórusoldatból vagy az üledéket átjáró magmás oldatokból az oldott anyag kiválva cementálja a szemcséket. A leggyakoribb cementáló anyagok: karbonátos, kovás, limonitos, agyagos (az utóbbi nem oldatból válik ki, hanem a rétegszilikátokhoz tartozó agyagásványszemcsék mechanikusan rögzítik, kapcsolják egymáshoz a „körülölelt” szemcséket).

Átkristályosodás: a már megszilárdult kőzetben alakul ki. Főleg a karbonátos kőzetekre jellemző. Átkristályosodás során a kristályok mérete, összefogottsága növekszik.

Dolomitosodás: a mészkő vagy mészszipap Ca-ját a tengervízben lévő Mg ionok helyettesítik. Mivel a Mg ion nagyobb méretű, a helyettesítés rácsfeszültséget okoz, ami a dolomit repedezését eredményezi.

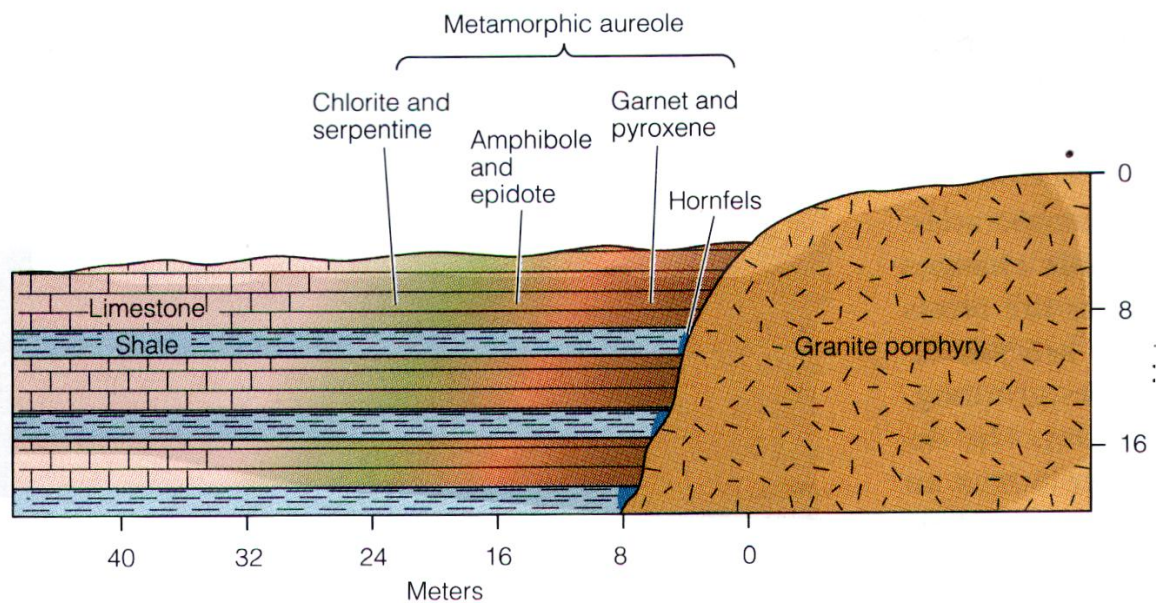


METAMORF KŐZETEK

A **metamorfózis** a kőzetek nagy nyomás és hőmérséklet hatására történő átalakulása. A folyamat során a kőzetek szilárd halmazállapota megmarad, és kémiai összetétele sem változik, de rácsszerkezeti átrendeződéssel új ásványok jönnek létre. A diagenézis és metamorfózis nem különül el élesen. A metamorfózis kezdetét olyan ásványok megjelenése jelzi, amelyek üledékes körülmények között nem keletkeznek. Az enyhe metamorf fokozatok határait az illit kristályossági index alapján állapítják meg.

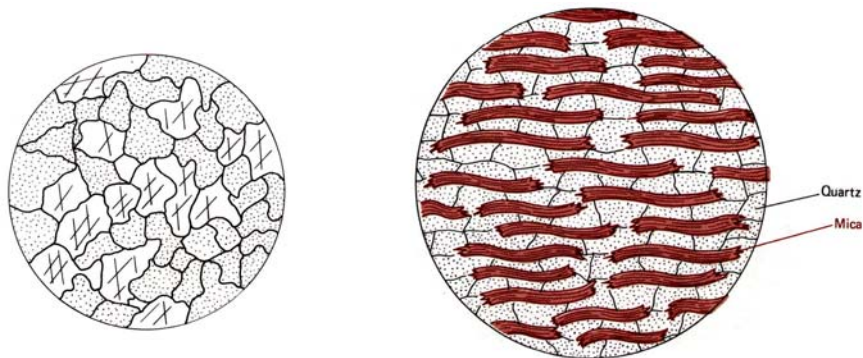
A metamorfózis típusai:

Kontakt metamorfózis: a folyékony magmával (gránit plutonok) érintkező kőzetekben jön létre, a magas hőmérséklet hatására. Az így keletkezett metamorf kőzettest (*csomós pala*) néhány száz méter vastagságú kontakt „burok”. Az érintkezési felület mentén a magmás kőzet is átalakul. Ha a magma és a mellékkőzet között anyagkicserélődés is bekövetkezik, **kontakt metasomatózisról** beszélünk.



Gránit intrúzió hatására létrejött kontakt metamorfózis. Új ásványok elsősorban a permeábilis mészkőben (limestone), kevésbé az agyagos kőzetekben (shale) képződnek. A metamorf udvar (aura) jellemző ásványait is feltünteti az ábra.

Regionális metamorfózis: több tízezer négyzetkilométernyi területre terjedhet ki. Olyan területeken alakul ki, ahol a lemezek szubdukciója vagy ütközése miatt az üledékes kőzetek igen nagy nyomásnak vannak kitéve. Az irányított nyomás miatt a kőzetek nagy része palás szerkezetű lesz (*foliáció*). Azoknál a kőzeteknél, amelyek nem tartalmaznak lemezes megjelenésű ásványokat, a foliáció nem alakul ki.



Irányítatlan és irányított szövetű (foliációs) metamorf kőzetek mikroszkópi képe: márvány (balra), csillámpala (jobbra)

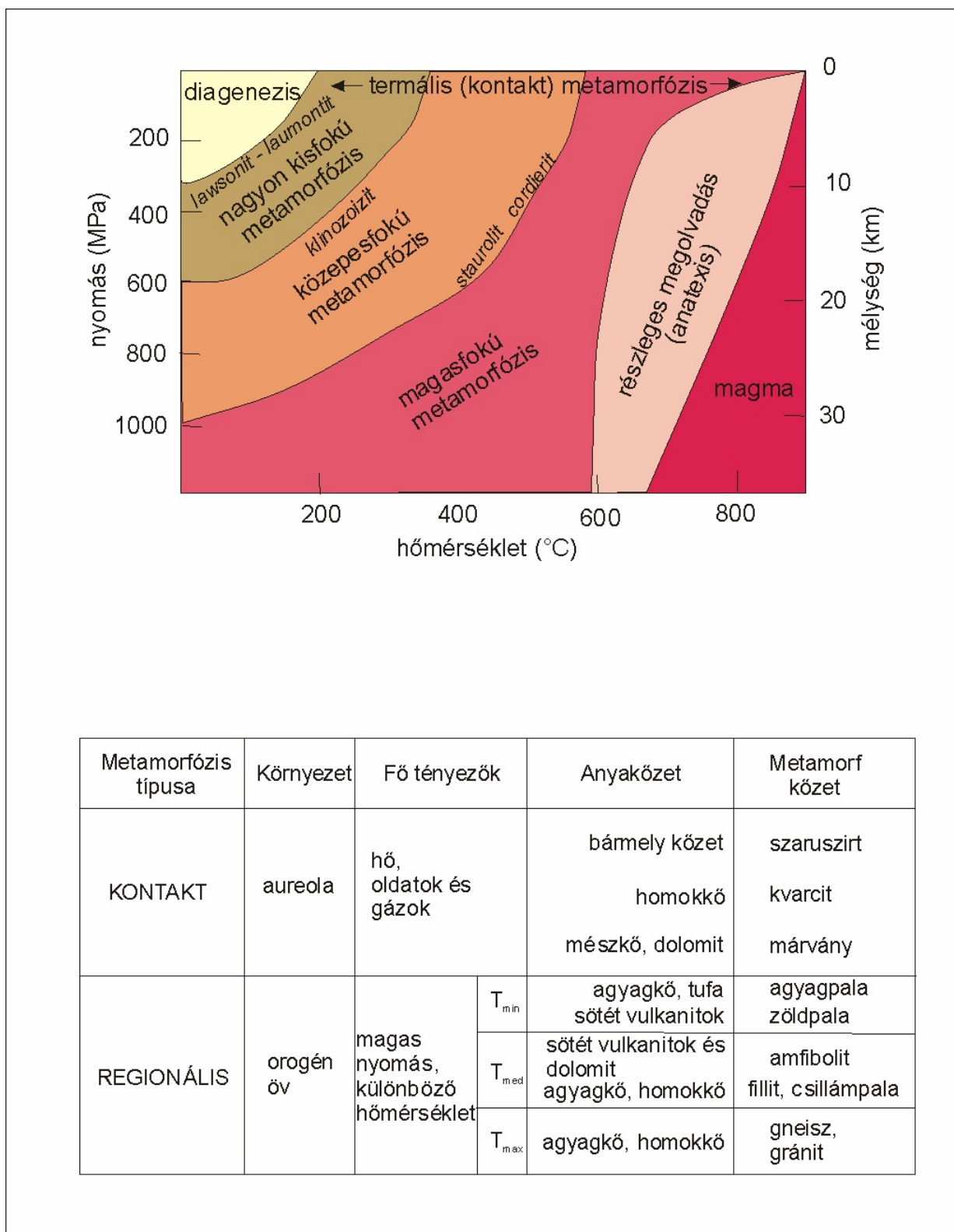
A növekvő nyomás és hőmérséklet függvényében a következő metamorf fokozatokat különböztük el:

<i>A metamorfózis foka</i>	<i>jellemző ásványok</i>	<i>kőzetjellegek</i>	<i>kőzettípusok</i>
igen kisfokú (anchimet.)	zeolit, illit	enyhén palás, eredeti kőzetjellegek	agyagpala, mészkő
kisfokú (epimetamorfózis)	szericit, klorit, epidot, serpentin	leves-vékonylemez, finomszemcsés	fillit, szericitpala, serpentin
közepes f. (mezometamorf)	csillámok, kvarc, gránátok	erőteljesen palás,	csillámpala, amfibolit
nagyfokú (katamorf)	csillám, kvarc, albit,	durvaszemcsés,	

andaluzit

irányítatlan

gneisz, eklogit



Metamorf fokozatok a nyomás és a különböző metamorf hatótényezők táblázata

Irányítatlan és irányított szövetű metamorf kőzetek a kiindulási kőzet feltüntetésével

A kőzetek körforgása

A litoszférát felépítő valamennyi kőzet más, megelőzőleg kialakult kőzetekből jött létre. Ezt a jelenséget James Hutton skót természettudós már a XVIII. században felismerte, és a „kőzetek körforgásának elmélete” címen írta le.

A felszíni körülményeknek kitett bármely **mállásnak** indul. A mállott törmelék a gravitáció miatt különböző közegekben elszállítódik (**erózió**), majd üledékgyűjtőkben felhalmozódik (**üledékképződés**). Betemetődés és nyomás növekedés hatására a laza üledékanyag kőzettévalási folyamatokon megy keresztül (**diagenezis**). Ha az üledékes kőzetek kéregmozgások miatt nagyobb mélységbe kerülnek, a megnövekedett nyomás és hőmérséklet hatására **metamorfózis** következik be.

Meghatározott feltételeknél az üledékes vagy metamorf kőzetek megolvadhatnak, **magma** keletkezik, melyből a lehülés helyétől függően plutoni vagy vulkáni kőzetek jönnek létre. Bármilyen kőzet kéregmozgások miatt felszínre kerülve újra mállani kezd. A kőzetek körforgása tehát egy állandó anyagáramlás a Föld belső övei és a kontinensek felszíne között.

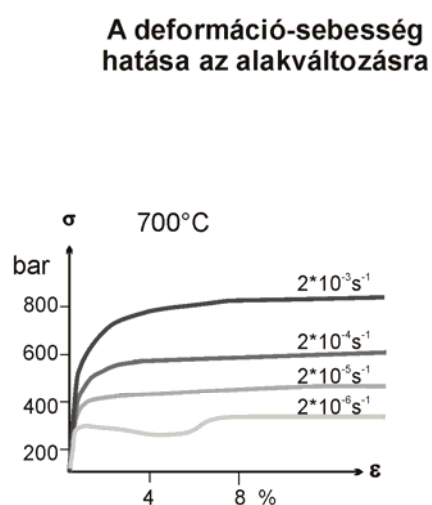
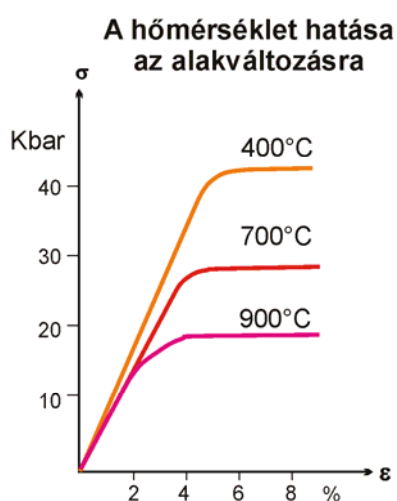
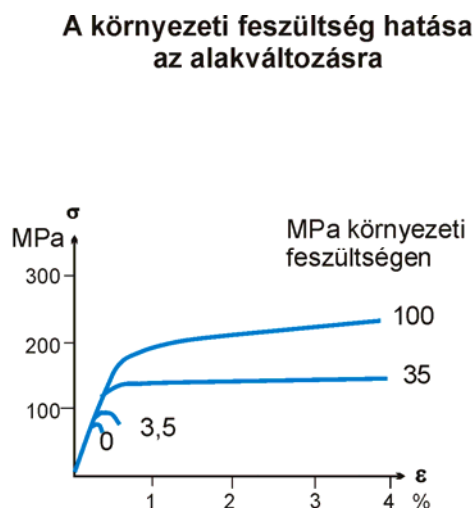
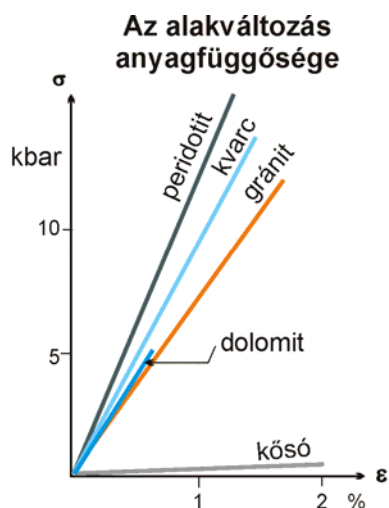
II. SZERKEZETI FÖLDTAN

A szerkezeti földtan a kőzetek szerkezeti sajátosságaival, a kőzetek deformációját kiváltó folyamatokkal és a szerkezeti formák leírásával illetve elemzésével foglalkozik. A litoszféra nagyszerkezeti egységeinek vizsgálata, azok kapcsolatainak és mozgásainak elemzése a tektonika fogalomkörébe tartozik.

A KŐZETEK DEFORMÁCIÓJA

FESZÜLTSEG ÉS ALAKVÁLTOZÁS

A földkéregre ható belső és külső erők hatására a kéregben feszültségek lépnek fel, melyek egy határértéknél alakváltozáshoz vezetnek. A feszültség lehet *nyomó-, húzó- és nyíró feszültség*. A kőzetek általában a nyomófeszültséggel szemben a legellenállóbbak, a nyírófeszültséggel kevésbé, és a húzófeszültség hatására reagálnak legkönnyebben alakváltozással. Az *alakváltozás* lehet *rugalmas* és *maradandó*. A maradandó alakváltozás *törés* vagy *gyűrődés* formájában jelenik meg. A törések mentén a kőzettestek elmozdulása következhet be. Magas hőmérsékleten, hosszú ideig ható feszültség esetén *képlékeny alakváltozás* jön létre, ami a metamorf kőzetek erős gyüredezettségében nyilvánul meg.



Az anyag deformálódása kísérletek alapján (Csontos 1988 nyomán)

ϵ : az alakváltozás mértéke

σ : a mintára ható nyomás

SZERKEZETI FORMÁK

A dőlés és csapás fogalma:

A kőzettesteken megfigyelhető síkok (rétegzettség, törési-elmozdulási felületek) térbeli helyzetét a *dőlés* és a *csapás* mérésével rögzíthetjük. A dölést két számadattal adják meg: dőlésirány és dőlésszög. A dőlésirány egy síkfelületnek a földrajzi északi iránnyal bezárt szögét jelenti. A dőlésszög a vízszintessel bezárt szög. Egy enyhén dél felé lejtő réteg dőlése például $180^{\circ}/20^{\circ}$. A csapás a dőlésirányra merőleges irány, melyet úgy kapunk meg, hogy a dőlés síkját egy vízszintes síkkal elmetsszük. Földtani térképezésnél a kőzetek felszíni elterjedésén kívül fontos azok térbeli helyzetének megállapítása. Ennek meghatározására a felszíni kibúvásokban mért dőlés és csapás értékeket használhatjuk fel. Az ábrázolás földtani térképek és szelvények segítségével történik.

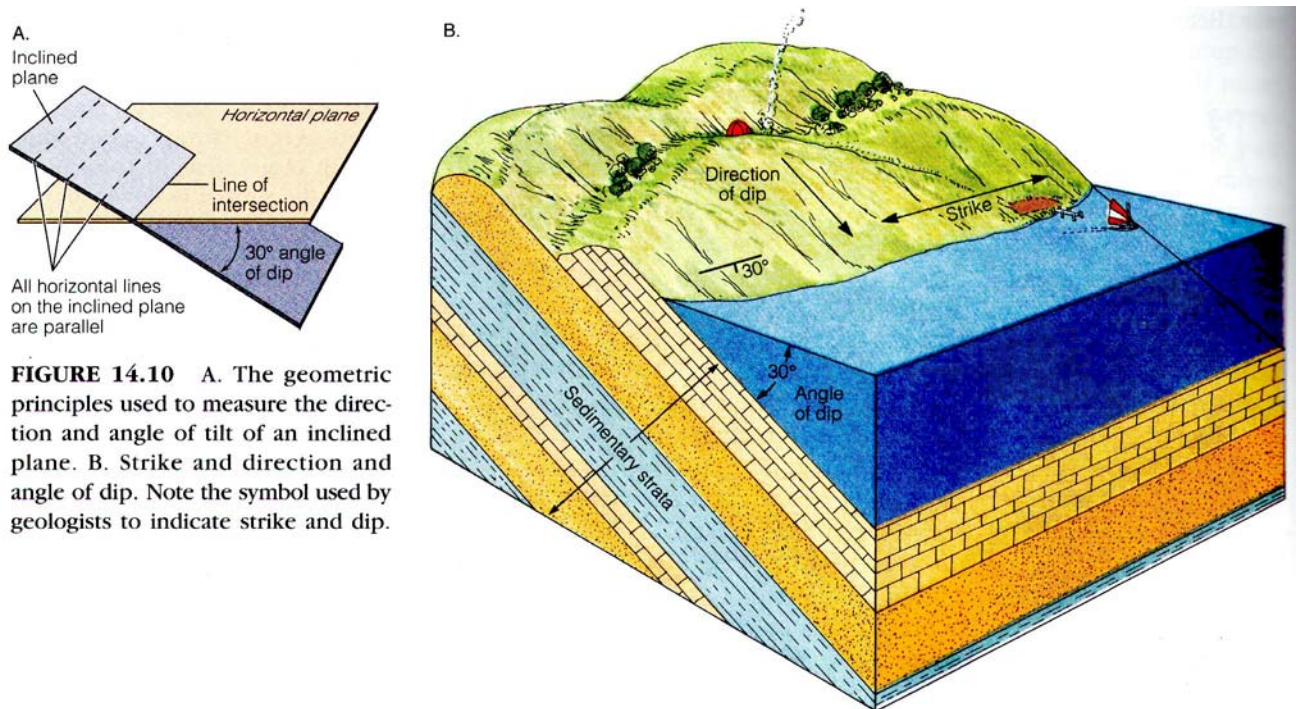


FIGURE 14.10 A. The geometric principles used to measure the direction and angle of tilt of an inclined plane. B. Strike and direction and angle of dip. Note the symbol used by geologists to indicate strike and dip.

A dőlésirány, a dőlésszög és a csapás szemléltetése (A)
Szerkezeti mérések alapján rekonstruálható a kőzettestek térbeli helyzete (B)

Töréses szerkezeti formák:

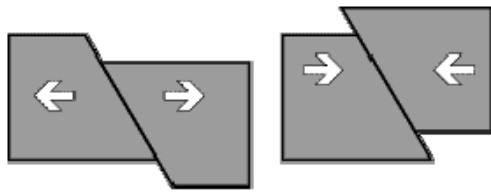
1. Litoklázisok (kőzetrések): a kőzettestben nem jön létre elmozdulás, csak repedések alakulnak ki. Ezek általában egymással párhuzamos síkok. A kőzettestben több ilyen sík-rendszer is megjelenhet, melyek egymással szöget zárnak be. Litoklázisok létrejöhetnek húzófeszültségek hatására, nagy mélységben keletkezett magmás kőzetek felszínközelbe kerülésekor: a tágulás miatt (50 m mélység felett), láva kihülésekor vagy iszap száradásakor.



vetőtűkőr

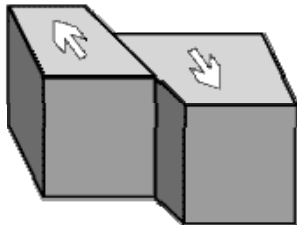


vetőbreccsa



Extensional

Compressional



Transform

A húzó-, a nyomó- és a nyíró erőhatásra kialakuló elmozdulások.

2. **Vető:** a törési síkok mentén létrejött elmozdulás. Általában nem egyedi jelenség, hanem egy *vetőzónában* több elmozdulás következik be. Az elmozdulási sík gyakran fényes, rovátkolt, mutatva a csúszás irányát (*vetőtükör*).

A mozgási felületek mentén a dörzsölődés miatt *vetőbreccsa* keletkezhet. A vetősík alatti kőzetblokk a *fekvőtag*, a vetősík feletti egység a *fedőtag*.

A vetők típusai:

Normál vető: a fedőtag lefelé mozog a fekvőtaghoz képest (húzóerők). Normál vetők esetén árkos-sasbércecs

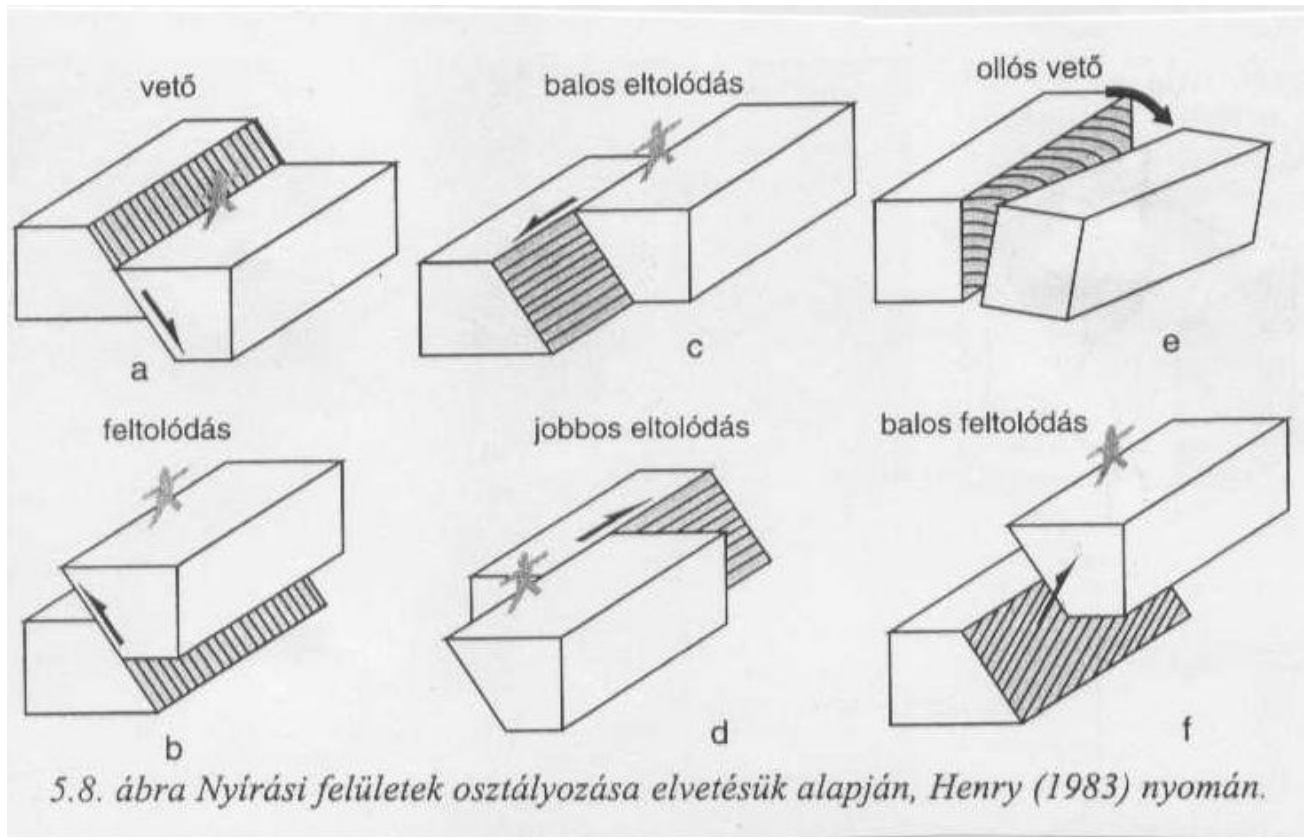
rögszerkezet alakul ki.

Feltolódás: a fedőtag felfelé mozog a vetősík mentén a fedőtaghoz képest (nyomóerők).

Áttolódás: ha a vetősík dőlésszöge kicsi ($< 20^\circ$), a fekvőtag több kilométerre rátolódhat a fedőtagra. Így idősebb kőzetrétegek kerülhetnek a fiatalabbak felé. Ilyen esetekben az áttolódás síkja enyhén görbült.

Eltolódás: a vetősík mentén csak horizontális elmozdulás történik.

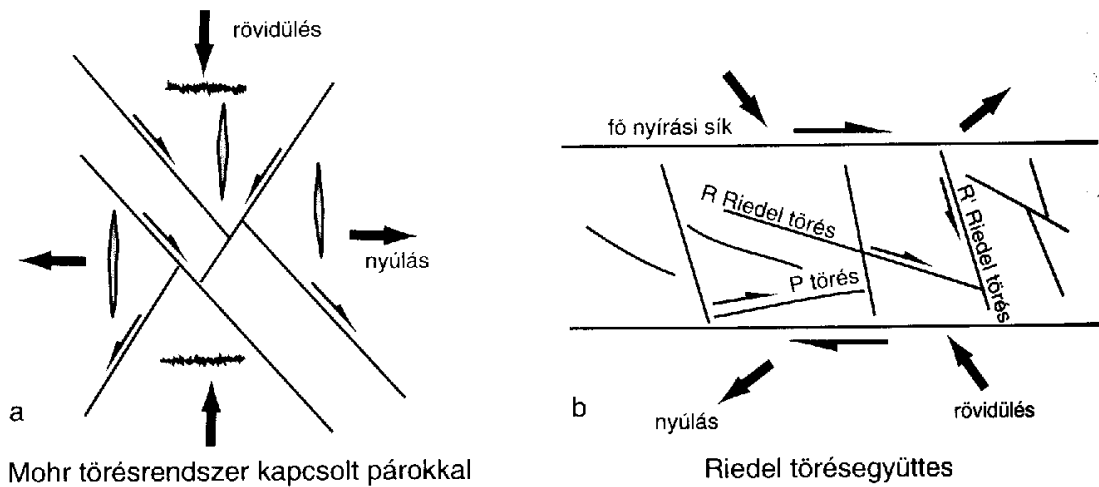
A vetők típusai:



5.8. ábra Nyírási felületek osztályozása elvetésük alapján, Henry (1983) nyomán.

Egy területet az észlelt törések alapján törésrendszerekbe, modellekbe sorolhatjuk. A Mohr törésrendszer az egyszerű húzásos vagy nyomásos tektonikára jellemző, csaknem merőleges

töréspárok a jellemzőek. A nyírási erőhatásra kialakult törésrendszert a Riedel törésegységek modellje szemlélteti.



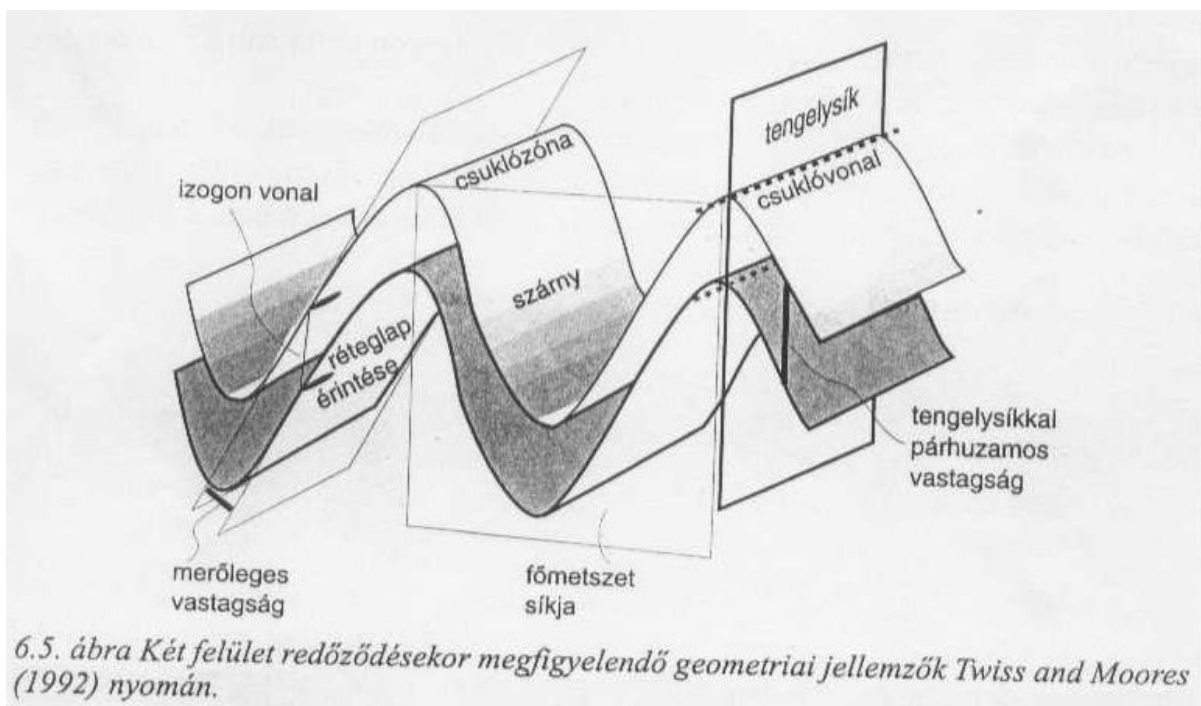
3.11. ábra Törés-rendszerek elvi vázlata. a) Mohr-rendszer (tiszta deformáció esete) Riedel-törés-rendszer (egyszerű nyírás esete) Vialon et al. (1976) nyomán.

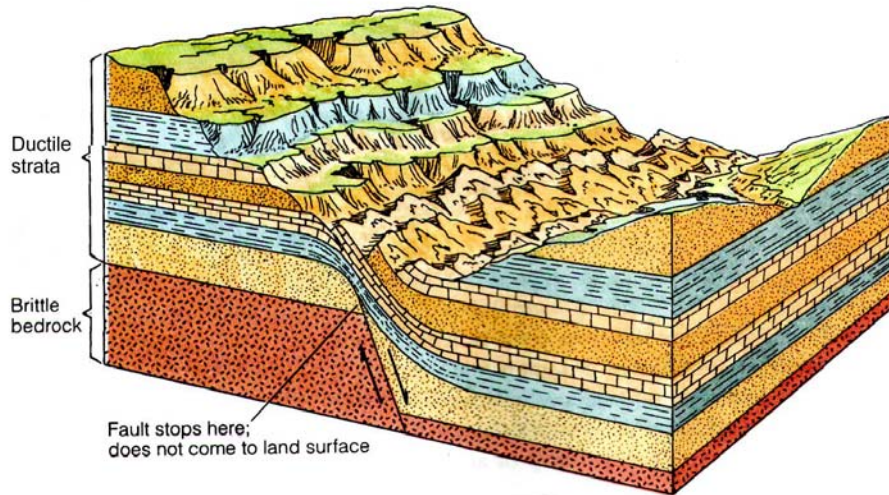
Gyűrődés: plasztikus deformáció. Elsősorban az üledékes és metamorf kőzetekre jellemző, de magmás sorozatoknál is előfordul. Nyomó- és nyíró feszültség hatására következik be. A gyűrődéses formák alapeleme a redő.

A redő részei: antiklinális (felfelé ívelő rész), szinklinális (lefelé ívelő rész), tengelysík, redőtengely, tengelyvonal (a redőtengely felszíni vetülete)

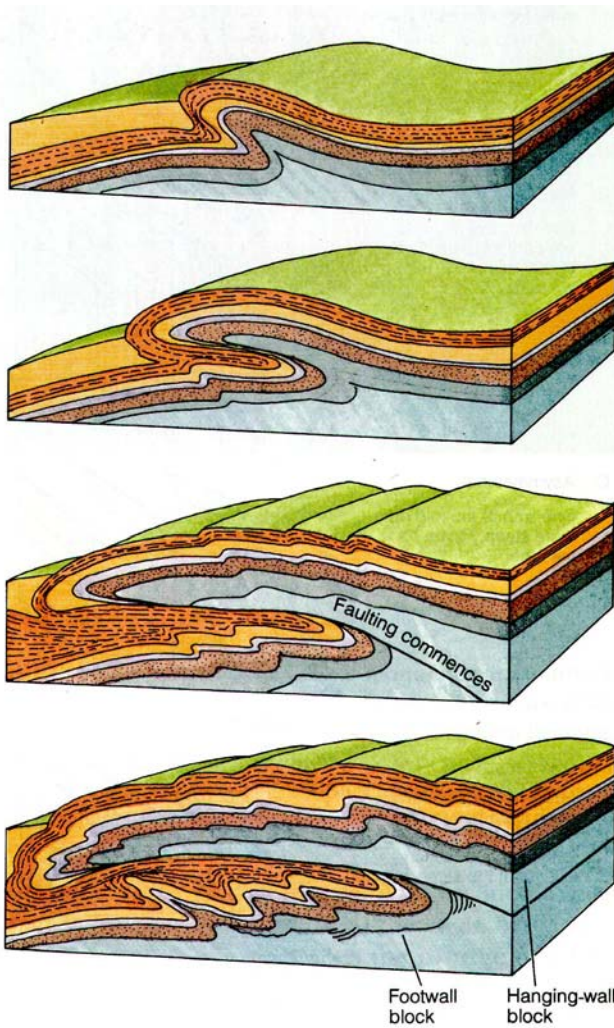
A redők típusai: monoklinális, szimmetrikus, izoklinális, aszimmetrikus, átbuktatott, fekvő redő.

Gyűrődések és vetők kapcsolata: normál vetők fölött, képlékeny rétegekben monoklinális redők alakulhatnak ki. A fekvő redők oldalirányú erők hatására takarós áttolódással fejlődhetnek.





Normál vető fölött kialakult monoklinális redő



Fekvő redő fokozatos átalakulása **takarós áttolódássá**

GLOBALIS TEKTONIKA

A globális tektonika a földkéreg nagyszerkezeti egységeivel és azok mozgásaival foglalkozik. A szerkezeti egységek fejlődésére, a kontinensek és óceánok változására, a hegységek képződésére korábban a *geoszinklinális elmélet* adott magyarázatot. A 60-as évek végétől ezeket a jelenségeket a *lemeztektonikai elmélet* alapján értelmezik. A lemeztektonika elmélete két, korábban kidolgozott elméleten alapszik: az Alfred Wegener által 1915-ben kidolgozott *kontinensvándorlási* elméleten illetve a Harry Hess által 1962-ben megalkotott, az *óceáni aljzat szétterüléséről* szóló elméleten.

GLOBALIS TEKTONIKA Geotektonikai elméletek

Fixista elméletek (tágulós, termikus, pulzációs)

Mobilista elméletek - a földkéreg részei oldalirányban elmozdulhatnak

AMPFERER (1906) - magmaáramlás, termikus konvekció
WEGENER (1912) - kontinensvándorlás (csak a kontinensek)
SUESS (1926) - drift (vándorlás)
HOLMES (1928) - kontinentális táblák szétszakadása (rift)
DIETZ - HESS (1962) See floor spreading
VINE - MATTHEWS (1963) Paleomágneses a datértelmezés
MORGAN (1968) lemeztektonika (Plate tectonics)

IZOSZTÁZIA (függőleges mozgások)

LEMEZTEKTONIKA (horizontális mozgások)

Litoszféra és kéreg

Kratonok (pajzs, platform)
Geoszinklinálisok (gyűrt, takarós szerkezetek)
Kontinentális árkok - rift
Vulkáni szigetek, tengeri hegyek (hot spots)
Szigetív-rendszerek
Óceáni árkok
Óceáni medencék (óceáni lemezek)
Óceánközépi hátságok
Ív mögötti medencék vagy peremtengerek

Konvekciós áramlások

Forró pontok - hőcentrumok (hot spots)

Hawaii, Yellowstone, Dekkán

Lemezhatárok

Rideg és pasztikus alakváltozás

Vulkanizmus és földrengések eloszlása a Földön

Kontinensperem: aktív vagy passzív

A passzív szegélyek (Atlanti-típusú, lemezen belüli óceáni-kontinentális kéreghatár) nem lemezhatárok.

LEMEZTEKTONIKAI ELMÉLET

Kontinensvándorlás: Wegener német meteorológus A kontinensek és óceánok eredete című könyvében kifejtette, hogy a jelenkori kontinensek a földtörténeti múltban egyetlen hatalmas őskontinens, a *Pangea* részei voltak. A Pangea feldarabolódása és a kontinensek vándorlása jelenlegi helyükre főleg a mezozoikum folyamán zajlott le. Elméletét szakmai körökben évtizedekig elutasították. Az ötvenes évektől kezdve azonban az elméletre egyre több bizonyíték került elő: a kontinensek összeilleszthetősége a kontinentális lejtők mentén, a tektogén szerkezetek folyamatossága, a kőzettani és rétegtani folytonosságok, paleontológiai és paleoklimatológiai bizonyítékok, paleomágneses mérések.

A lemeztektonika alaptézisei

A fentiekben vázolt tudományos alaperedmények után minden feltétel adva volt, hogy megszülessék egy új globális tektonikai elmélet. Ez a tudománytörténeti esemény 1967 és 1968 során történt meg, elsősorban a Nemzetközi Geodéziai és Geofizikai Unió (IUGG) Zürichben tartott világkonferenciáján (1967. szeptember).

A lemeztektonikai koncepció szerint a Föld kérge és felső köpenyének egy része együttmozgó réteget alkot. Ezt, illetve ennek részeit litoszféra-lemezeknek (kőzetlemezeknek) hívják. Az ez alatt lévő, több száz km vastag, igen kis merevségű öv az asztenoszféra, míg a köpeny maradék, ismét igen merev részét, amely a tektonikai folyamatban már nem vesz részt, mezoszférának szokás nevezni.

A merev kőzetlemezek egymáshoz viszonyítva néhány cm/év sebességgel mozognak. A távolodó lemezszegélyek - elsősorban az óceánközépi hátságok, illetve a kontinentális hasadékvölgyek - mentén az asztenoszférából új, olvadt kőzetanyag jön fel a felszínre és nő hozzá a lemezszegélyekhez. Ezek az akkréciós szegélyek. A lemezek egymással szemben mozgó szegélyein - a mélytengeri árkok területén - az egyik lemez a másik alá bukik, több száz km mélységig lehatol, majd felolvad az asztenoszférában. Ezek a konzumációs lemezszegélyek, vagy más néven szubdukciós zónák. A harmadik lehetséges mozgásforma két lemez között a közeledés vagy távolodás nélküli vízszintes elcsúszás, transzform vetődés. Ilyenek például a kaliforniai Szent András-vető vagy az Anatóliai-vető Törökországban.

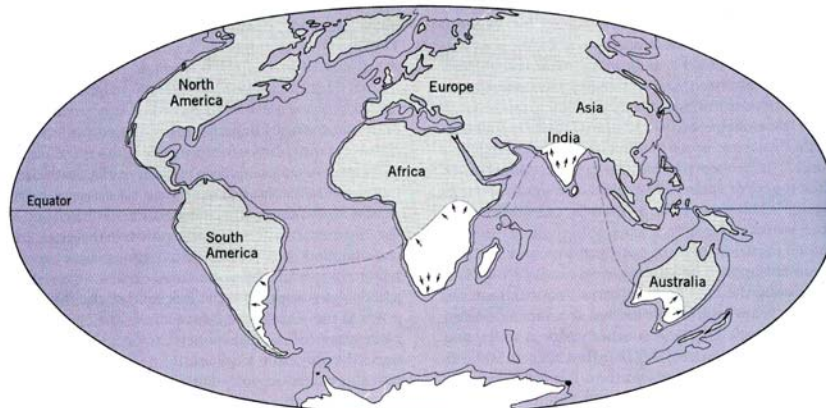
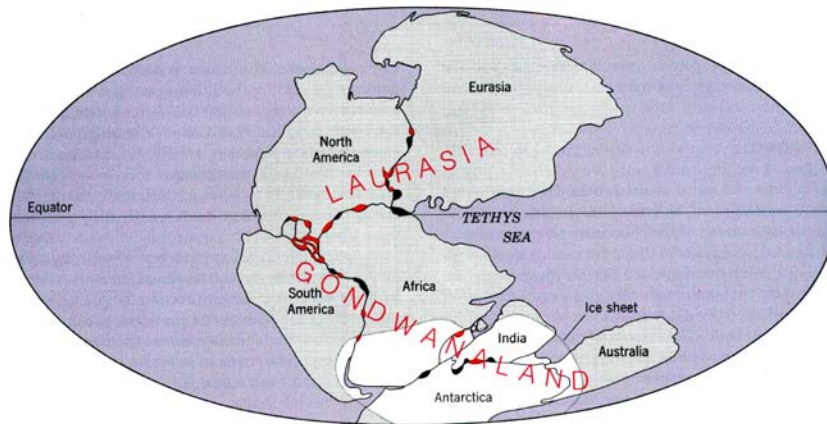
A merev kőzetlemezek belső részei tektonikusan nyugodtak; a tektonikai aktivitás területei a lemezek szétszakadó, egymás mellett elcsúszó, illetve szemben mozgó szegélyei. Különösen erős aktivitást mutatnak a szubdukciós zónák; ezek a mélyfésztkü rengések, a vulkanizmus és a hegységképződés színterei.

A földfelszín mely területei tartoznak valamely lemezhez? Mivel a lemezszegélyek általában óceáni hátságok, mélytengeri árkok vagy transzform vetők, a határok nagy részét viszonylag könnyű megvonni. Ha nem ilyen tiszta esetekről van szó, a szeizmicitási térképeket kell segítségül hívni. Az ezeken lévő rengéses övek és az általuk körülzárt aszeizmikus blokkok ugyanis lényegében nem mások, mint a lemezek szegélyei, illetve maguk a lemezek.

Nyolc fő kőzetlemez van: a Pacifikus-, a Nazca-, az Észak- és Dél-amerikai-, az Afrikai-, az Eurázsiai-, az Indiai- és az Antarktisz-lemez. Az Eurázsiai-lemez déli szegélyét az Alp-Himalájai-Melanéziai öv jelzi, de mind a szeizmicitás, mind a domborzat alapján - legalábbis az Atlasztól a Himalájáig terjedő szakaszon - a határ "mikrolemezekkel" bonyolított szerkezetű, több száz kilométer széles sáv. Az egyik ilyen kisebb egység az Arábiai-lemez. Az Afrikai-lemez érdekessége, hogy a kontinens alá befutó Indiai-hátság az afrikai árokrendszer mentén széthasítja a kontinens, azaz e helyen egy új lemez kialakulása és

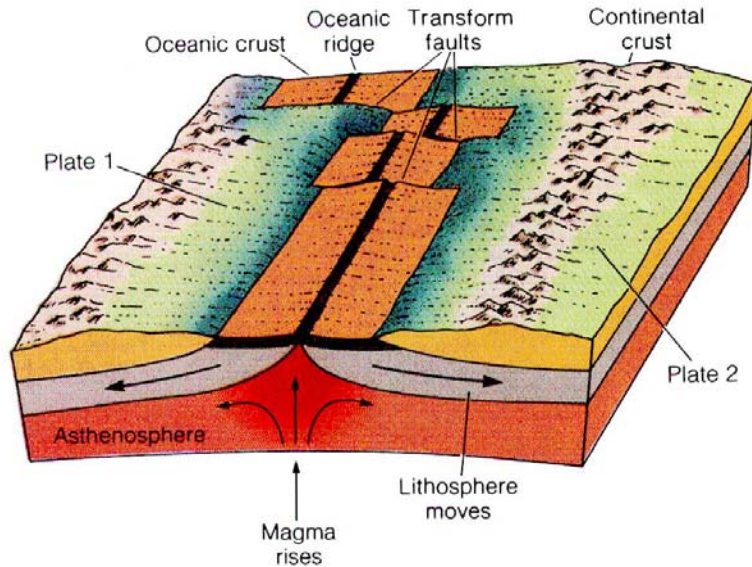
Szomália Afrikától való elválása van folyamatban. Az Indiai-lemezhez az óceáni területeken kívül egy kontinens (Ausztrália) és egy szubkontinens (India) tartozik.

Milyen a lemezek egymáshoz viszonyított mozgása? A hátságok morfológiája, és a mágneses anomáliásávok tanulmányozása alapján levezethető az egyes lemezek egymáshoz viszonyított mozgása. Eszerint az Antarktisz-lemeztől Afrika és India távolodik, az Amerikai-lemez pedig közeledik hozzá. Az Eurázsiai-lemezhez délről az Afrikai- és az Indiai-, nyugatról pedig a Pacifikus-lemez közeledik. Alp-Himalája-Melanéziai öv tehát konzumációs (szubdukciós) zóna.

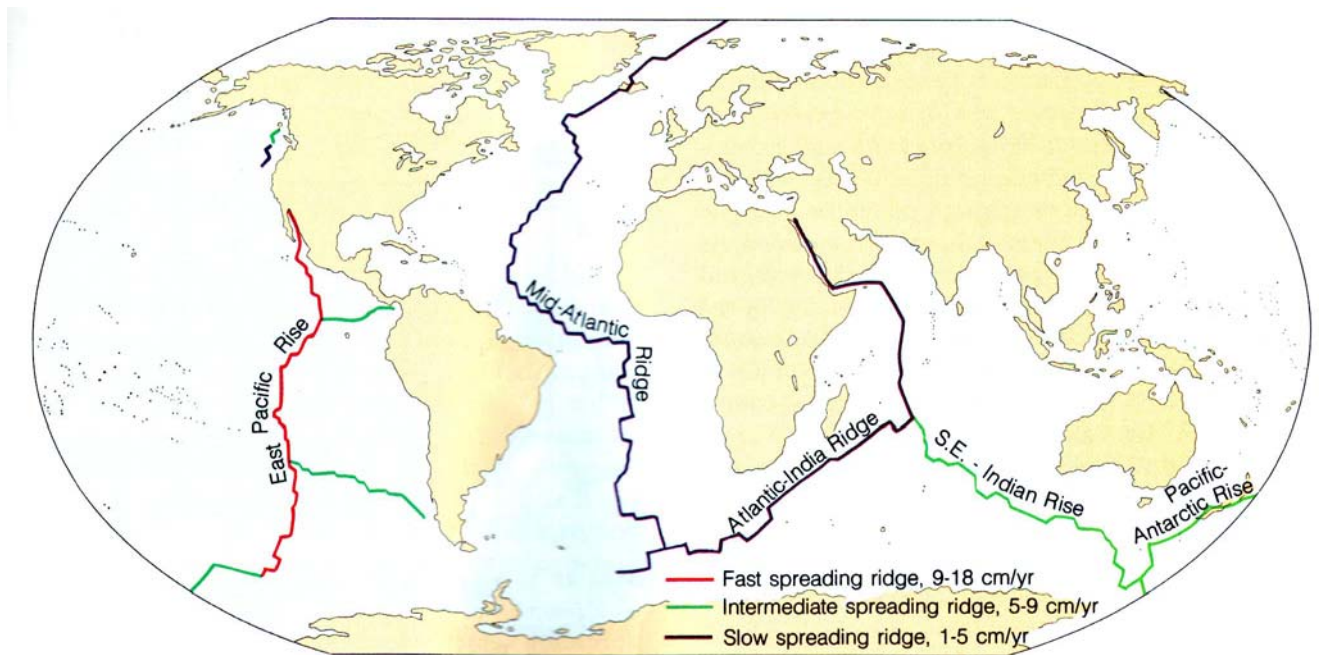


A kontinensek elrendeződése 200 millió évvel ezelőtt és ma. Az összeillesztési vonal a 2000 m-es tengermélységben lévő, kontinentális lejtőn lévő szint. A körberajzolt területen a paleozoikumi jégkorszak nyomai rekonstruálhatók.

Az óceáni aljzat szétterülése (sea floor spreading): Az amerikai Hess professzor elmélete szerint az óceánok aljzata állandó körforgásban van, mivel a felső-köpenybeli konvekciós áramok felszálló ágánál folyamatos szétnyílás és bazaltos lávával való utánpótlódás zajlik. Ez a folyamat hozta létre az óceáni medencéket. A szétnyílás sebessége néhány cm/év. A konvekciós áramok mélybe szálló ágánál az óceáni aljzat folyamatosan felemésztyődik. Hess feltételezése szerint a kontinensek területe egyre gyarapodik az óceáni kéreg hátán odaszállított üledékanyag odaforrásával. Az elmélet bizonyítékai: paleomágneses mérések (pólusváltás), szeizmológiai bizonyítékok (transzkurrens és transzform vetők, földrengések epicentrumai), sztratigráfiai bizonyítékok (az óceánközéptől a kontinensek felé egyre idősebb rétegsorok, a legidősebb üledék kréta korú).



Az óceánközépi hátságok szétnyílásakor transzform vetők jönnek létre

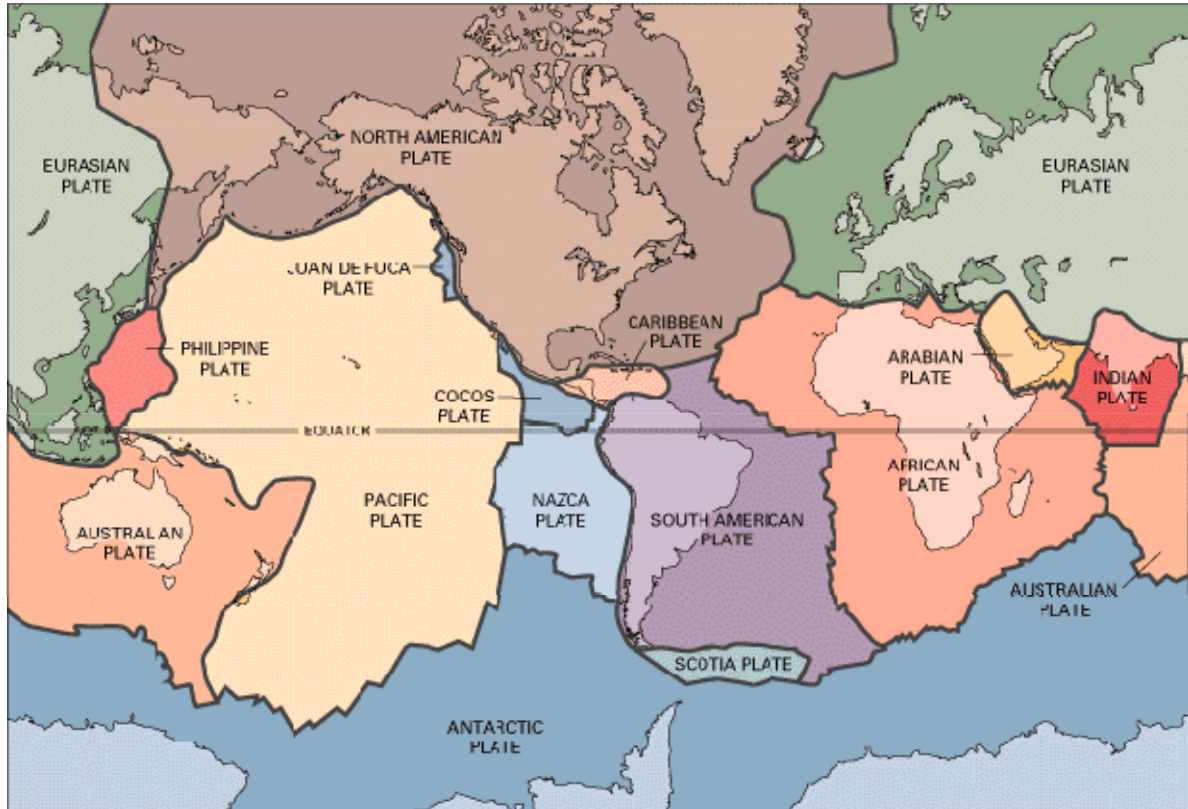


A szétnyílás sebessége a főbb óceánközépi hátságok mentén

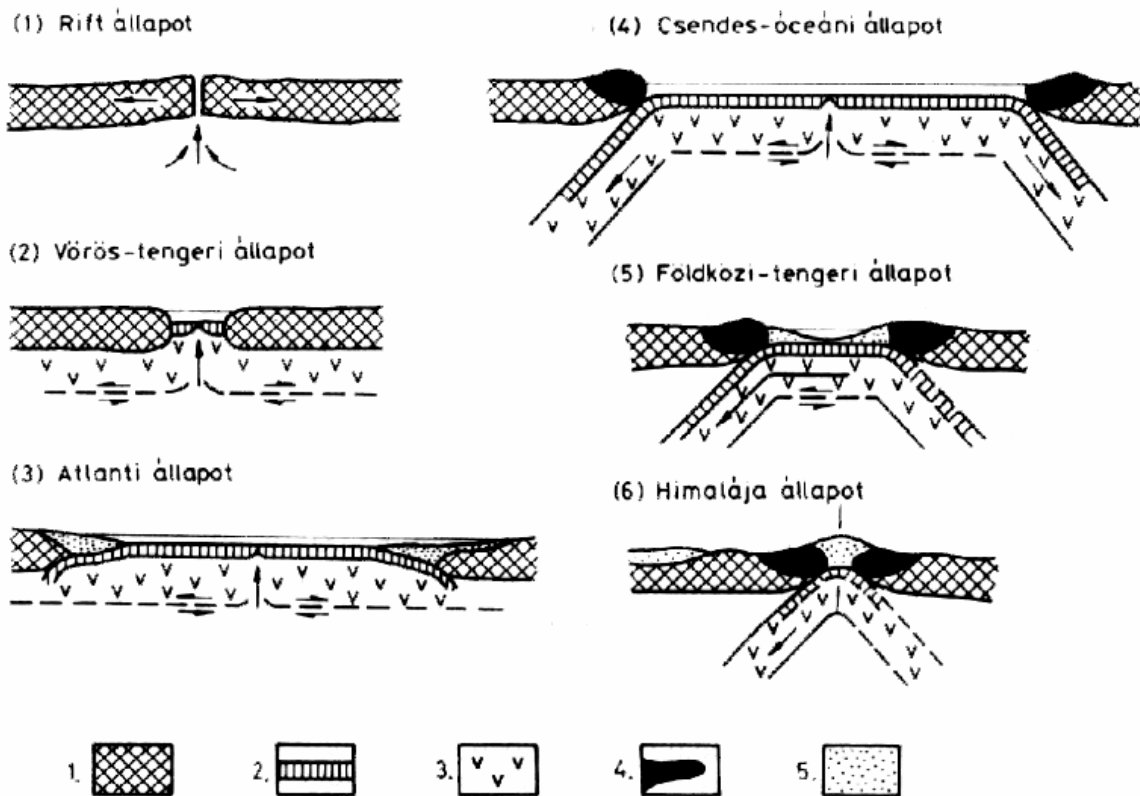
Lemeztektonika (Plate tectonic): Az elnevezés Morgan amerikai geológustól származik, aki kutatótársaival együtt 1967-ben publikálta elméletét. Ennek lényege a következő:

- A litoszféra 6 nagy és több kisebb lemezből áll, melyek egymáshoz képest állandó mozgásban vannak.
- A tektonikai és magmás jelenségek szinte teljesen a lemezhatárookra korlátozódnak.
- A konvekciós áramok felemelkedő részénél *divergens* (akkreciós v. gyarapodó) lemezszegélyek jönnek létre.
- A konvekciós áramok lehajló részénél *konvergens* (konszumációs vagy felemésztődő) lemezszegélyek jönnek létre, melynek fokozatai a következők:
 - *Szubdukció*: az óceáni lemez behajlik a kontinentális lemez alá, nagyrészt felemésztődik, a betolódási sík (*Benioff-zóna*) a földrengések kipattanásának és a magmaolvadék keletkezésének színhelye. A feltorlódás a kontinensek gyarapodásához, mélytengeri árkok, vulkáni szigetívek és hegyláncok kialakulásához vezet (Cirkumpacifikus öv).

- *Kollízió*: 2 kontinens ütközésénél az óceáni litoszféra teljesen felemésződik, eltűnik, az óceán üledéktömege hegyláncokká gyűrődik fel (Eurázsiai-hegységrendszer).



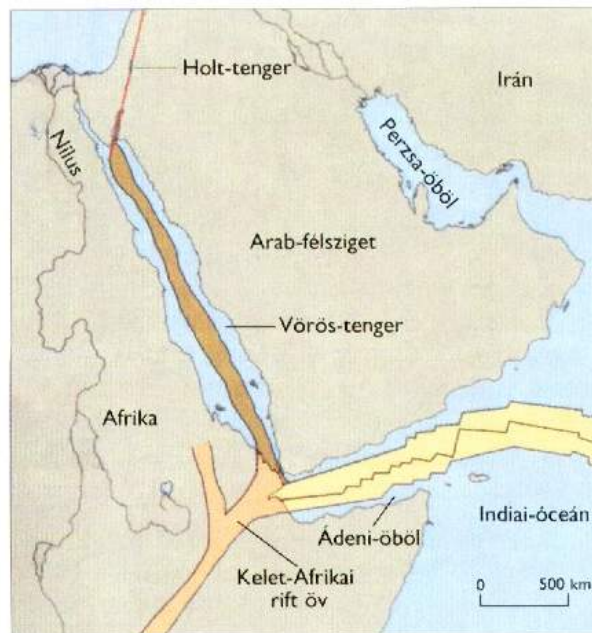
A litoszférát alkotó 6 nagy és több kisebb lemez. Az a-b és x-y szelvények az alábbi ábrákon láthatók.



II. 82. ábra. Az óceáni medencék fejlődésének fokozatai jelenlegi példák alapján (J. F. DEWEY szerint, 1969, KISS J. után, 1982). 1. kontinentális kéreg; 2. óceáni kéreg; 3. alsó kéreg; 4. magmás kőzetek; 5. üledékes kőzetek

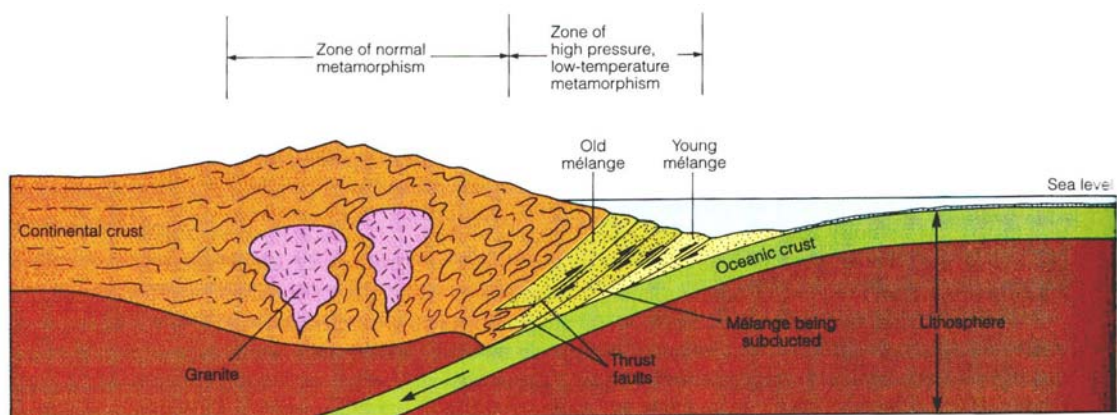
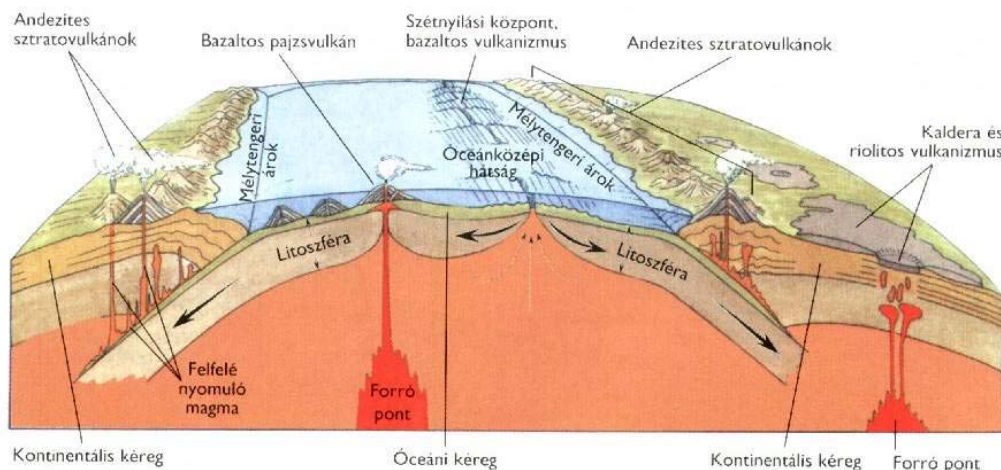
Az ábrán a Wilson-ciklus fázisai láthatók

A kontinentális kéreg riftesedése új óceán születéséhez vezethet. A riftesedés és szétnyílás bármikor abbamaradhat. Ezért nem törvényszerű, hogy például a Kelet-afrikai árokrendszer egy születendő óceán előjele.



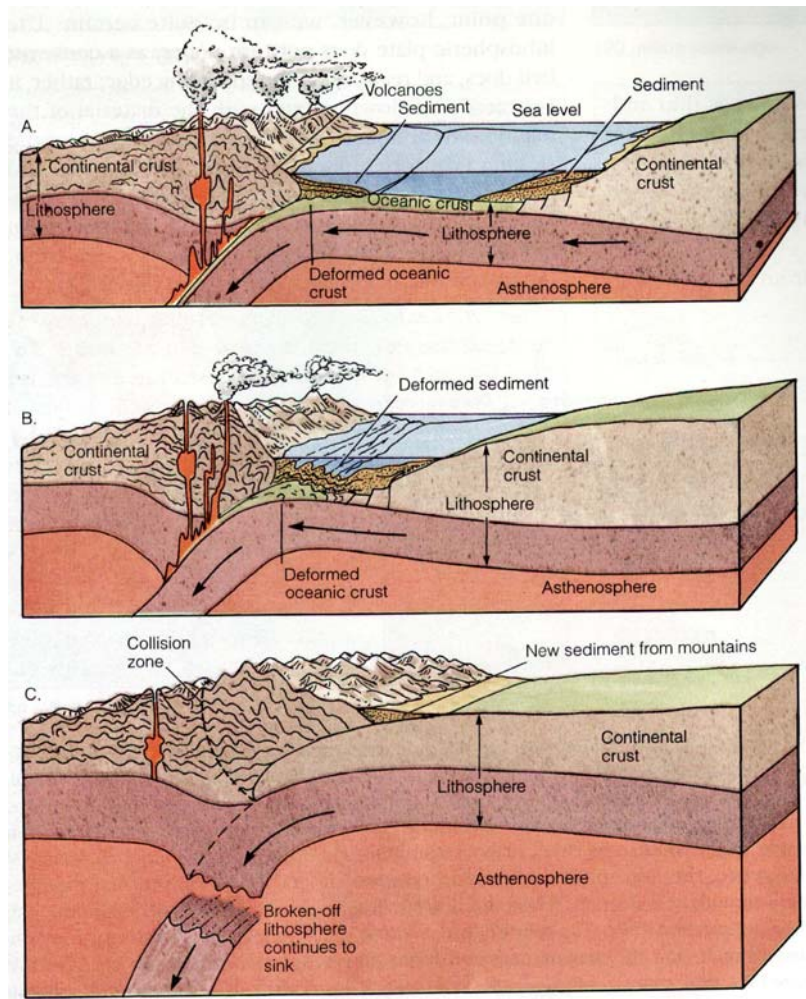
Árokrendszer kontinensen Transzform vető

Akkréción és konzumációs lemezszegélyek. Az *óceánközépi hátságok* mentén a litoszféra folyamatosan gyarapszik. A konvergens lemezszegélyeknél a vékony üledékréteget hordozó óceáni lemez visszasüllyed az asztenoszférába. A szubdukciós zónában *óceáni árok* jön létre. Az óceáni lemez által hordozott illetve az árokban felhalmozódott üledékből *mélange-ból* (összetorlódott, töredezett üledékrétegek) álló *ívelőtti hátság* alakul ki, amelynek a kontinens felőli oldalán *ívelőtti medence* formálódik. A süllyedő litoszféra-lemez részlegesen olvadni kezd, és az így keletkezett andezites olvadék sztratovulkáni *szigetíveket* épít fel az árkoktól a kontinensek felé eső területen. A húzófeszültségek miatt a kontinens és a szigetív között *ívmögötti medence* mélyül.



Regionális metamorfózis és melanzs (mélange) képződése. *Melanzs* jön létre, ha az alábukó lemez felgyúri, összezúzza, és lefelé húzza az óceáni árok fiatal üledékeit. Mivel ezek kis fajsúlyúak, nem süllyednek túl mélyre, feltorlódnak, töredeznek, takarós áttolódások mentén „felszeletelődnek”. Ahogy az egymást követő „szeletek” lefelé vonszolódnak, az idősebb melanzs tömegek a kontinensperemhez préselődnek. A viszonylag gyorsan süllyedő, hideg üledékek nem tudják átvenni a környezet hőmérsékletét. Így olyan metamorfózis következik be, ahol a nyomás magas, a hőmérséklet

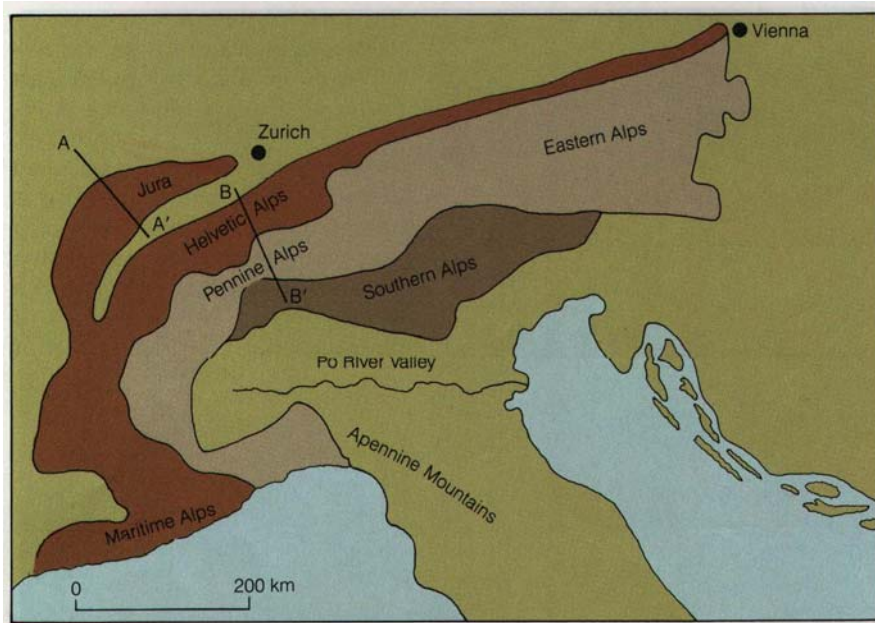
viszonylag alacsony. Ezek a feltételek az *aktinolit* és a *glaukofán* nevű, kék amfiból képződésének kedveznek. A regionális metamorfózis jellemző kőzetei ezért a zöldpala, eklogit és kékpala.



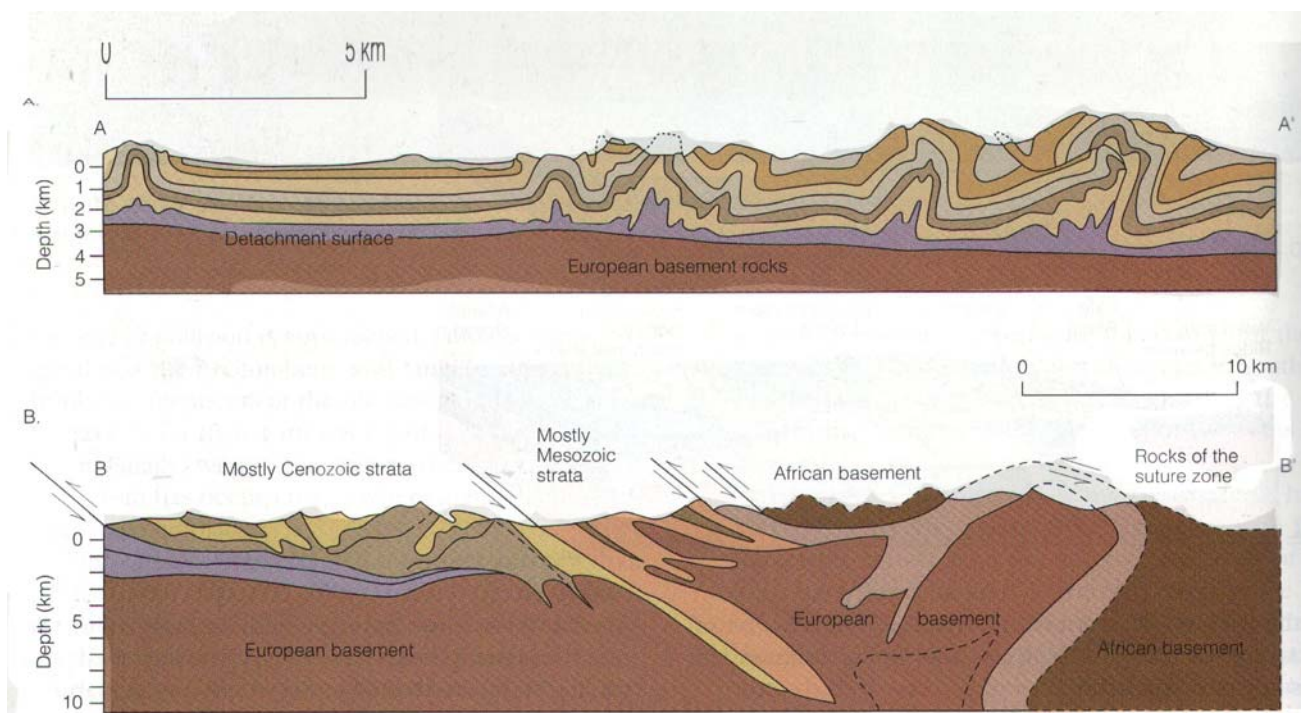
Hegységképződés kollíziós lemezszegélynél. *A:* Az óceáni lemez szubdukciója a kontinens pereménél összenyomja és deformálja az üledékrétegeket. Az óceáni lemezzel együtt közelítő kontinens deformálatlan.

B: megkezdődik az ütközés. A közelítő kontinensperem üledékei is gyűrődni kezdenek, és a másik kontinens már deformált üledékeire forrnak.

C: A kollízió kiteljesedik. A szubdukáló litoszféra lemez letörik, és a konvekciós árammal lefelé haladva beolvad az asztenoszférába. A két kontinens hegylánczá válik össze. A hegyközi medencékben a kiemelkedő hegységek lepusztult törmeléke összegyűlik (*molasz*).

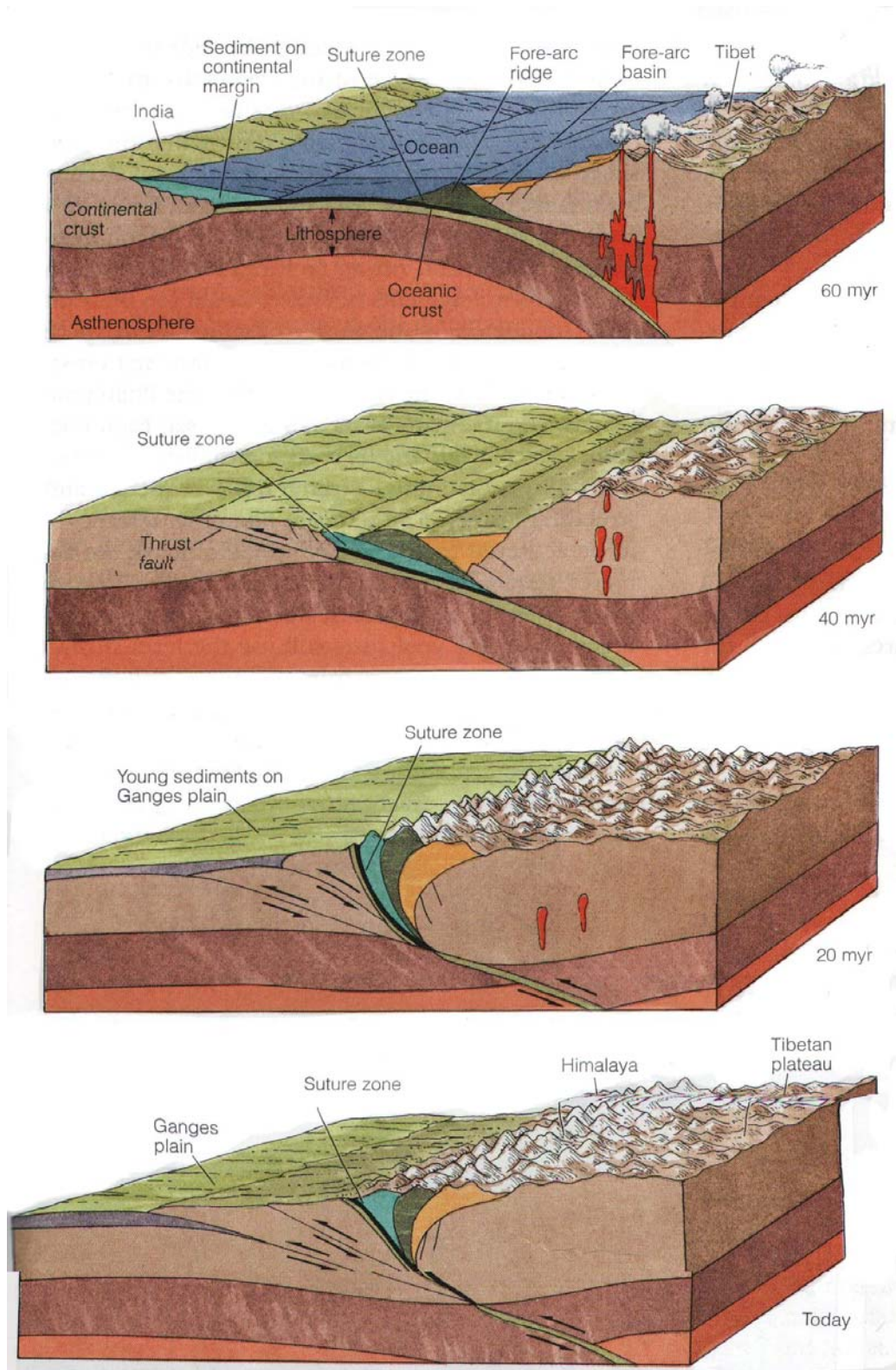


Az Alpok nagyobb egységei Ausztriában és Svájcban. A hegyvonulatok DK-ről Ény felé irányuló kompressziós erőhatásra jöttek létre, mely a Tethys óceán üledékeit az Eurázsiai-lemezhez gyúrte. Az A-A és B-B szelvények az alábbi ábrán láthatók.

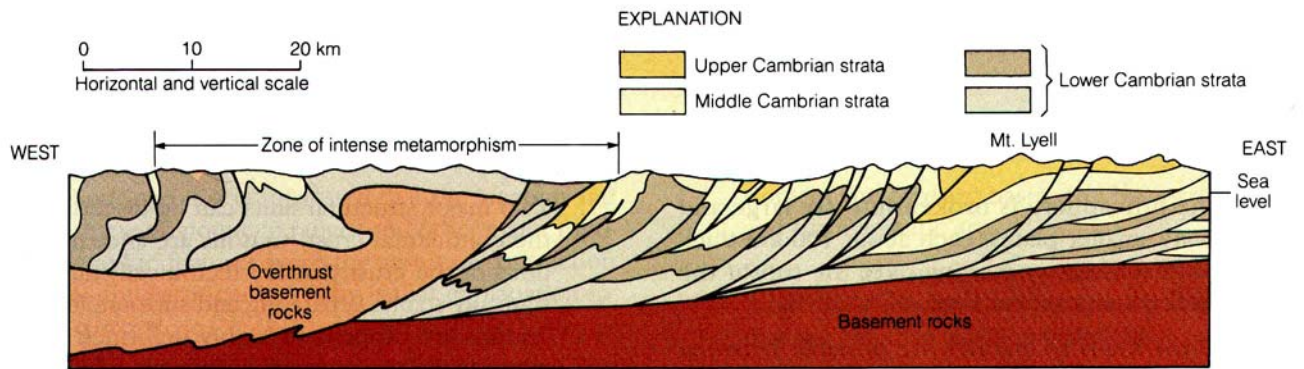


A-A: Szelvény a Jura hegységen keresztül. A rendkívül erősen deformált, gyúrt üledékes rétegek rátolódtak a merev, kristályos aljzatra (Eurázsiai lemezre).

B-B: Szelvény Közép-Svájcban keresztül. A rétegek hatalmas takarós áttolódások mentén (amelyek később maguk is gyúródtak) észak felé mozdítottak. A kontinensek ütközése miatt az Afrikai-lemezből leszakadt töredékek mezozoos üledékek fölé kerültek, illetve azok közé becsípődtek.

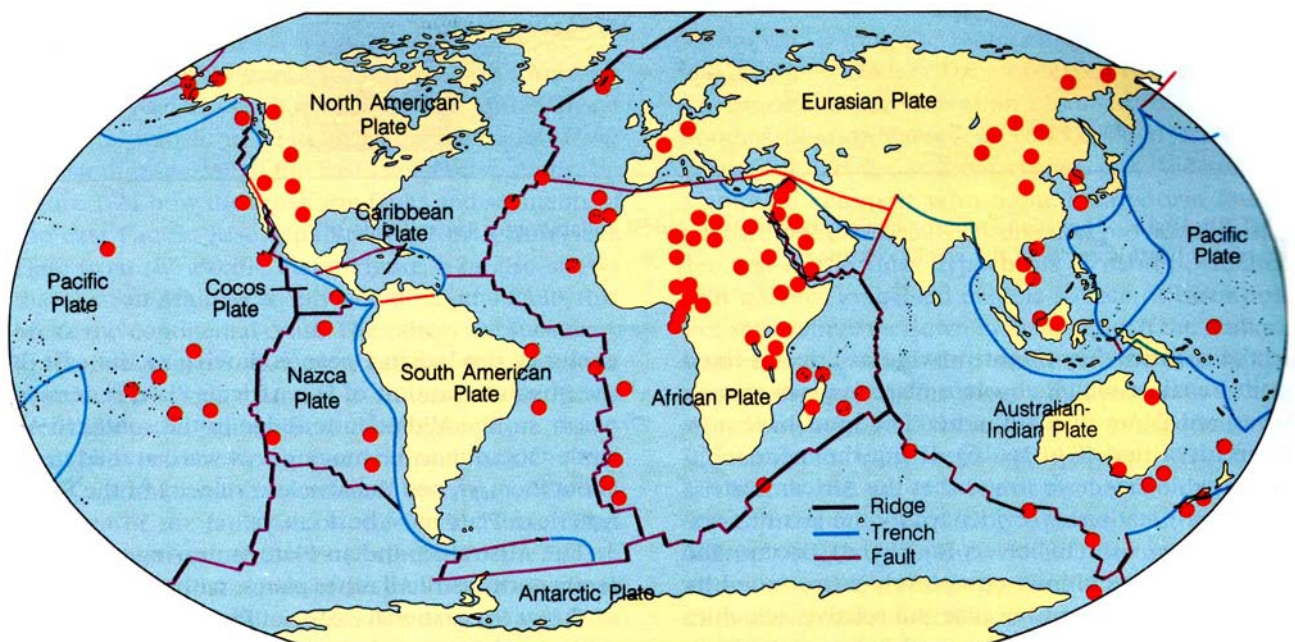


A Himalaja keletkezése. A tibeti és az indiai lemez-töredék ütközése során az üledékes kőzetek gyűrődtek, töredezték, és a litoszféra nagymértékben megvastagodott. Az alábukó lemez lehajló része letört és tovább süllyedt. A megmaradt lemezdarab tovább tolódott a kisebb fajsúlyú tibeti kontinenslemez alá, ami az ütközési zóna fokozottabb kiemelkedését eredményezte.

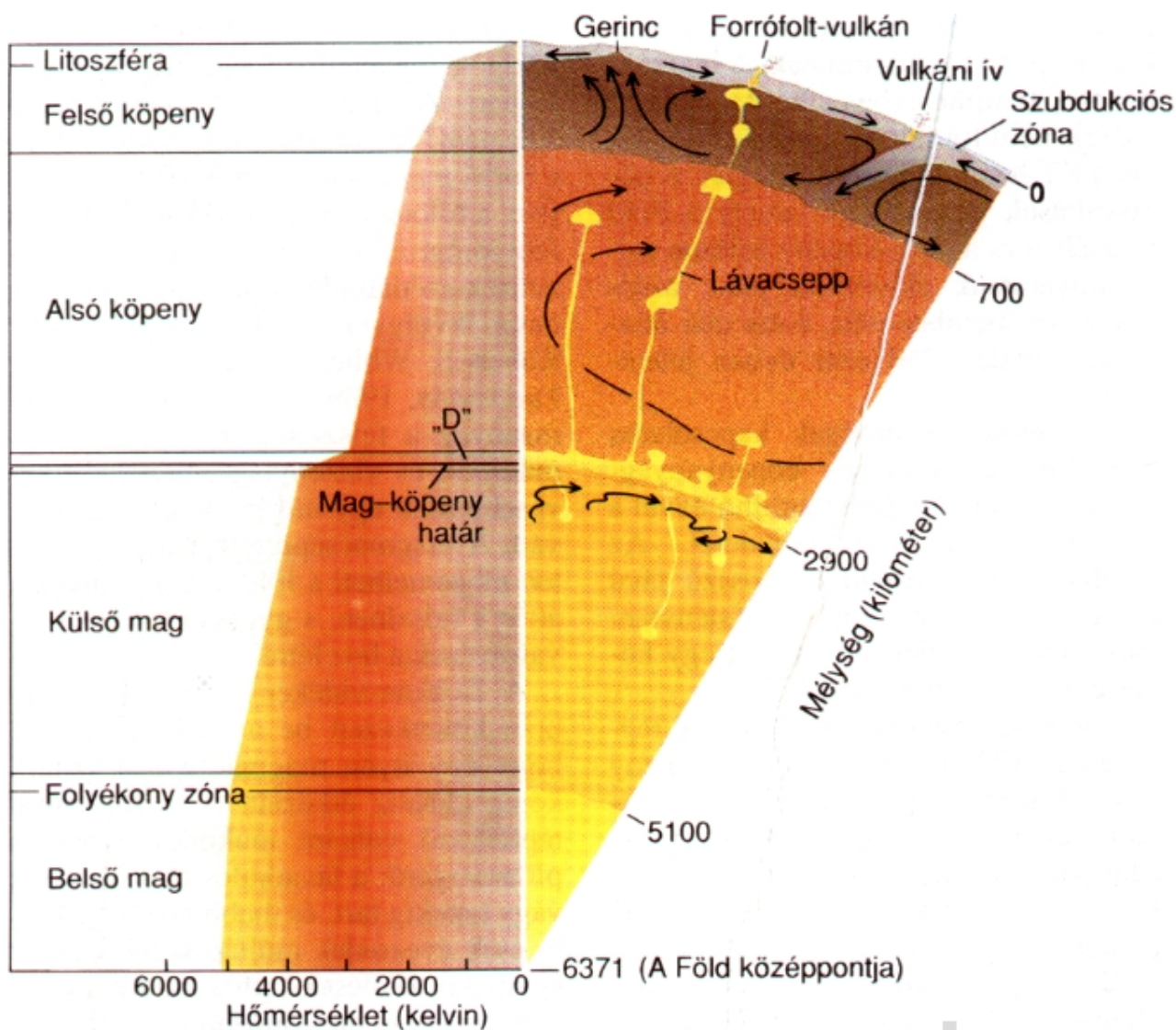


Szelvény a kanadai Sziklás-hegységen keresztül a Calgary-nek megfelelő szélességi körön. A legintenzívebben metamorfizált zóna egybeesik a legerősebb deformációval, és egyben ezek a legkiemeltebb területek. Kelet felé az üledékes rétegek vékonyabbak. Az erős kompresszió miatt a blokkok sorban egymásra tolódtak.

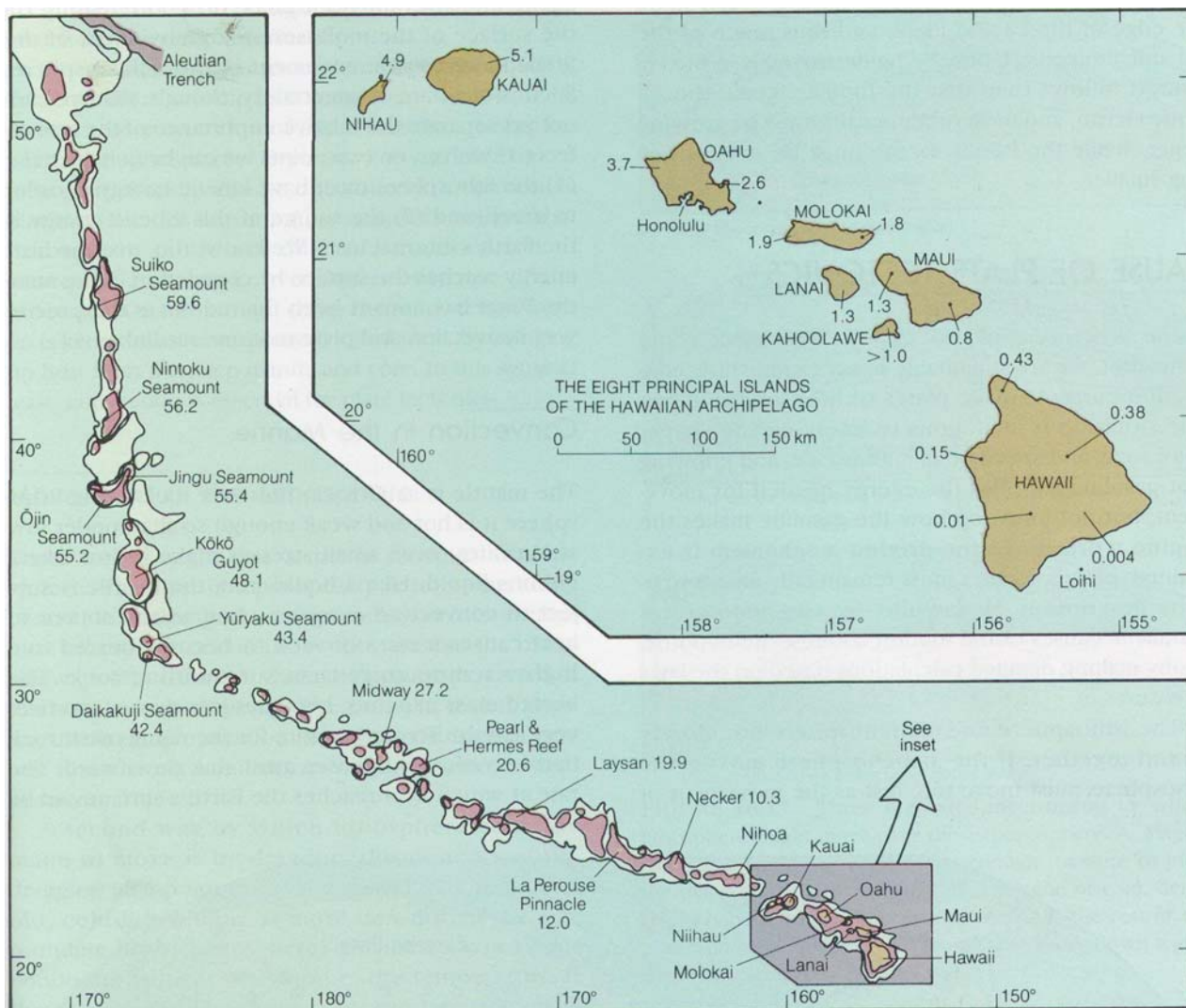
Forró pontok: köpenyanyag-feláramlási centrumok (50-100 km átmérőjű), amelyek fölött a litoszféra megolvad. Az állandó helyű forró pontok felett mozgó óceáni lemezekon így vulkáni szigetsorok (Hawaii-szk.) jöhetnek létre.



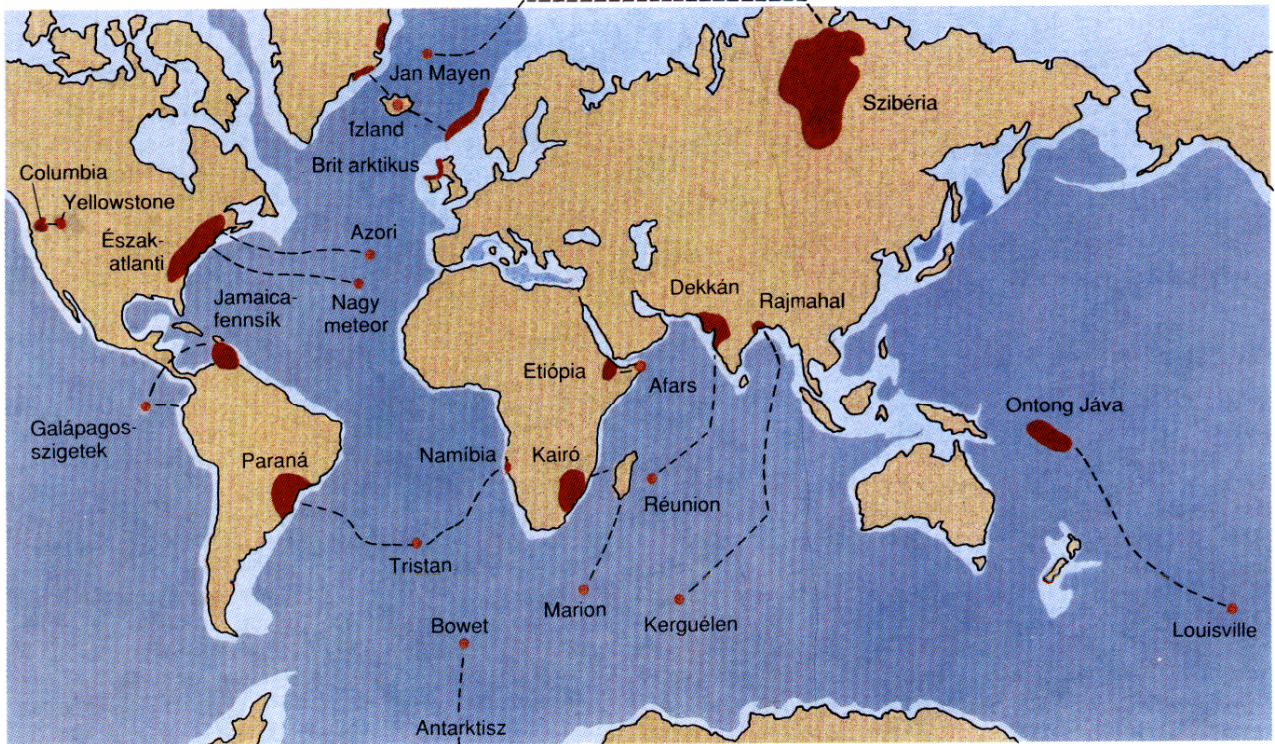
A hosszú életű forró pontok eloszlása a Földön. Mindegyik pont vulkáni centrumot jelöl. A vulkáni anyag a felső-köpenyből származik. Mivel a magma mélyen a litoszféra alatt ered, és felfelé haladása közben laterálisan nem mozog, a forró pontok a litoszféra lemezek mozgásának mérésére alkalmasak.



A MAGMACSEPP-MODELLT a Föld belsejének vázlatos keresztmetszetén mutatjuk be. A külső magból származó hő a köpeny legalsó, „D” rétegét vastagítja, s ezzel elnyomja a mag mágneses pólusváltásokat előidéző áramlásait. A „D” réteg végül hatalmas magmacseppeket bocsát ki magából. A kréta időszak végén nem játszódott le pólusváltás, ami arra utal, hogy a „D” réteg növekedett, s forró magmacseppeket kezdett eregetni. 65 millió évvel ezelőtt a magmacseppek elérték a felszínt, létrehozták a Dekkán-trapokat kialakító, hatalmas méretű vulkáni folyamatokat. A Piton de la Fournaise-vulkán talán egy ilyen magmacsepp nyúlványa.



A Hawaii vulkáni szigetlánc. A vulkánok neve mellett számok azok abszolút korát mutatják, millió években. Az adatok ismeretében az óceáni litoszféra mozgásának sebessége meghatározható.



A BAZALT-LÁVÁS TERÜLETEK hatalmas lávafolyások, nagyszabású geológiai események egykori szinterei. Minden ilyen terület egy forró folttal kapcsolatos, amely – miközben a fölötte elhelyezkedő kontinentális lemezek elmozdulnak – nagyjából egyhelyben marad.

EPIROGENEZIS ÉS OROGENEZIS

A lemezmozgásokat *izosztatikus* kiegyenlítődés, a földkéreg lassú, süllyedő (*transzgresszió*) vagy emelkedő (*regresszió*) mozgása kíséri. Ezeket a lassú mozgásokat *epirogenézis* néven foglaljuk össze. A transzgresszióra fokozatos tengerelöntés, a regresszióra a tenger visszahúzódása jellemző. A transzgressziós rétegsor fokozatosan finomodó szemcséjű üledékanyagból áll. Egy süllyedési-emelkedési periódust, amely egy transzgressziós és egy regressziós rétegsorból áll, *üledékciklusnak* nevezzük.

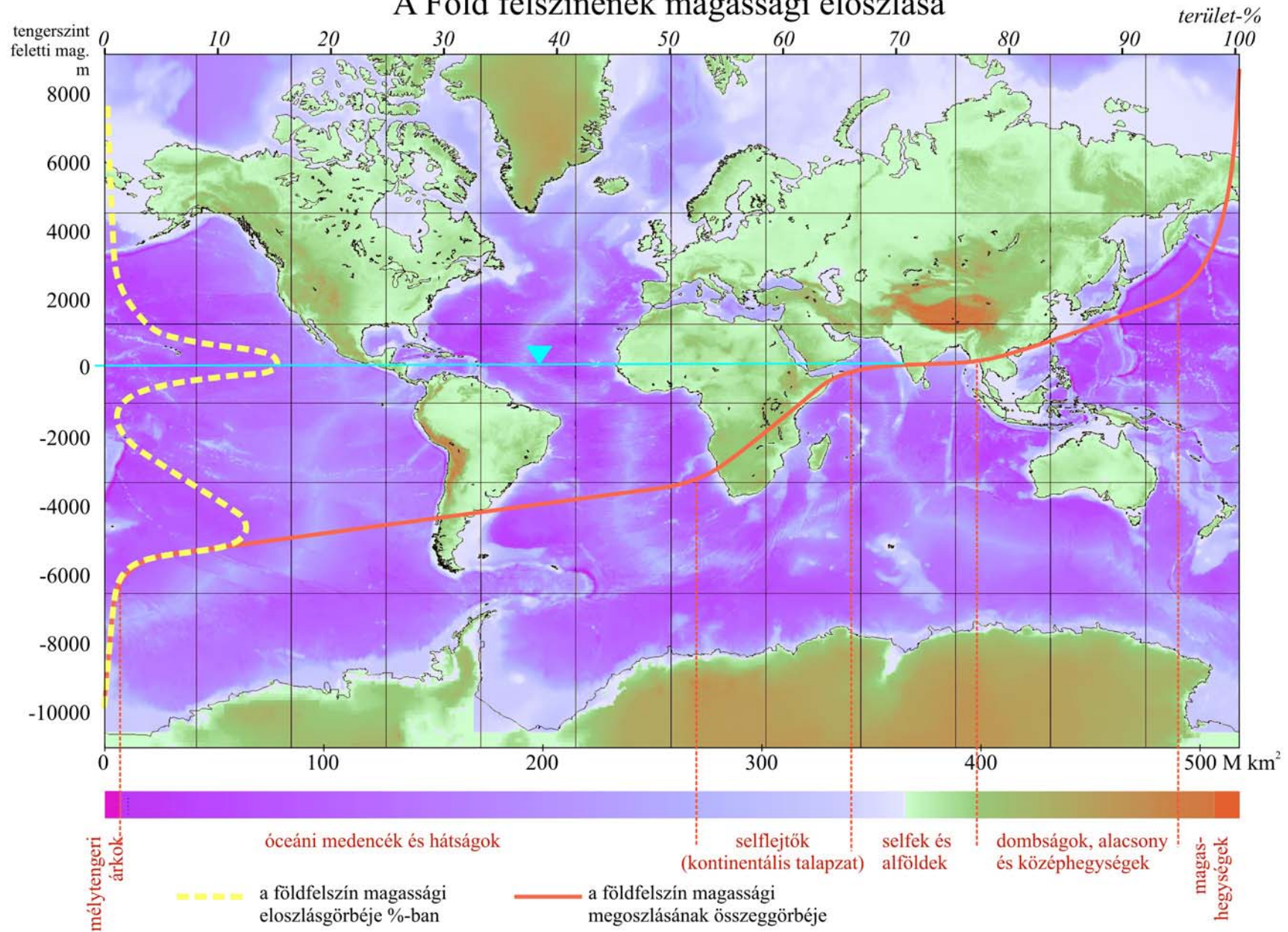
A lemeztektonikai elmélet térhódítása előtt a nagy kiterjedésű, hosszan elnyúló üledékgyűjtők (óceánok) keletkezését transzgresszióval értelmezték, és ezeket *geoszinklinálisnak* nevezték. Ezen értelmezés szerint geoszinklinálisok összezárulása, az üledéktömeg felgyűrődéséből adódó hegységképződés folyamata az *orogenezis*. Az orogenezis az epirogenézishez viszonyítva gyors folyamat, magmatizmussal, hegláncok kiemelkedésével jár együtt. Egy geoszinklinális kialakulását, fejlődését és az orogenezist magába foglaló egység a *tektonikai ciklus*. A paleozoikum elejétől 3 nagy tektonikai ciklust különböztetünk meg: a *kaledóniai*, *hercyniai* (*variszkuszi*) és *alpi* ciklust.

Bár a lemeztektonika folyamatosságot tételez fel (állandó szubdukció, konzumáció, stb), nem veti el a ciklicitást. A tektonikai ciklusok ugyanis a Föld sok helyén felismerhetők. A lemeztektonikai folyamatok sebessége és aránya változó lehetett, ez okozhatott ciklusosságot.

Izosztázia

Wegener gondolkodott el először azon, hogy miért kétmaximumos a földfelszín eloszlásgörbéje (ld. a következő ábrát). Így jutott el ahhoz a felismeréshez, hogy a kéreg két különböző sűrűségű anyagból áll, és ezek az izosztatikus kiegyenlítődés következtében különböző magasságban helyezkednek el.

A Föld felszínének magassági eloszlása

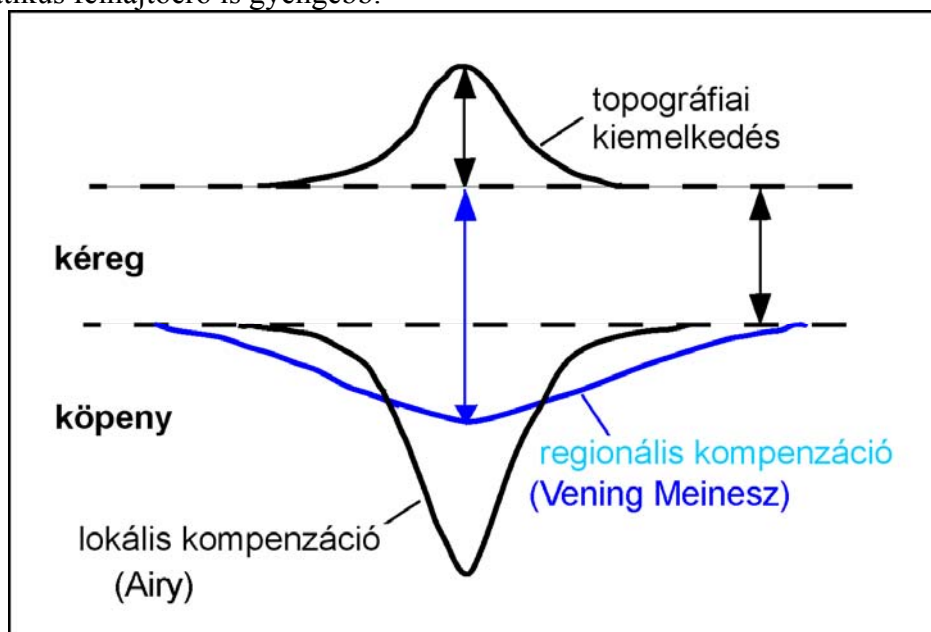


A földkéreg kiemelkedő területei – a hegységek – izosztatikus egyensúlyban vannak illetve annak elérésére törekednek. Az izosztatikus erőhatást többféleképpen magyarázták. Pratt szerint a különböző sűrűségű kéreg következtében változhat a domborzat, ahol a kéreg sűrűsége alacsonyabb, a felhajtóerő ott emeli ki a hegységeket. Airy elgondolásában a kéreg egyenletes sűrűségű, de a hegységek alatt vastagabb, így a mélyebb gyökerekre ható felhajtóerő biztosítja a kiemelkedést. Vening-Meinesz viszont úgy vélte, hogy a hegységeket nagyobb területegységre ható erők tartják fenn, azaz a hegységek szélesebb környezetében regionálisan érvényesül az izosztatikus felhajtóerő. Pratt feltevése a későbbi kutatások alapján tévesnek bizonyult: az alsó- és a felső-kéreg sűrűsége horizontálisan nem mutat lényeges különbségeket. Egyes területek felépítése Airy, míg más területek geodinamikája Vening-Meinesz elképzelését igazolja.

A Himalája a regionális kiegyenlítődésre példa. Az Indiai lemez még ma is 5 cm/év sebességgel nyomódik az Ázsiai lemezhez. Részben az ázsiai kontinentális lemez alá bukott, részben két fő feltolódás mentén a kontinentális kéreg egy része visszatolódott, „felpikkelyeződött” az indiai lemezre. Ez az egykori tethysi üledéksor alkotja a hegység fő tömegét. A hegység alatt a kéreg viszonylag vékony (az egyensúlyhoz elméletileg szükséges 80 km-rel szemben mindössze 55 km), de nagy távolságból indulva egyenletesen hajlik alá, süllyed az asztenoszférába. A regionális behajlás miatt a hegység előterében süllyedék keletkezett, ezeket a molassz medencéket töltötte és tölti fel az Indus és a Gangesz.

Tibet alatt a kéreg 65-70 km vastagságú, azaz vastagabb, mint a Himalája alatt. Tehát a tibeti fennsíkot a vastag „kéreggyökérre” ható felhajtóerő tartja magasan, ahogyan azt Airy feltételezte.

A Himalája szerkezetéhez hasonlítható az Alpok felépítése. Itt is a Tethys üledékek torlódása, takarók kialakulása okozta a kéreg kivastagodását – az európai lemezen. A hegység peremén szintén létrejöttek molassz üledékgyűjtők. Az Alpok kisebb kiemelkedését valószínűleg az okozza, hogy az európai lemez lényegesen vékonyabb az indiainál, ezért az izosztatikus felhajtóerő is gyengébb.



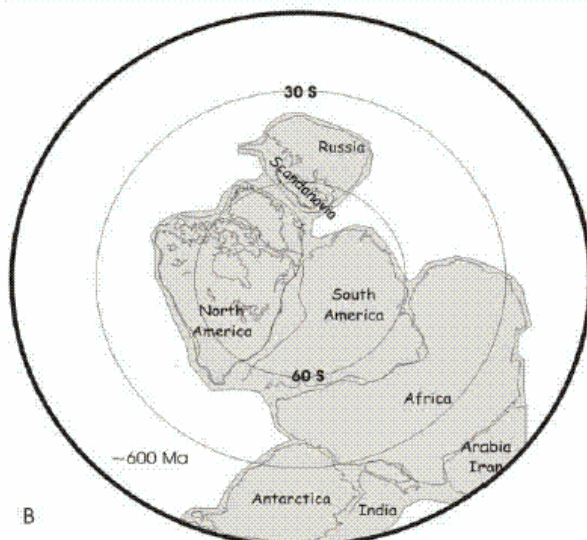
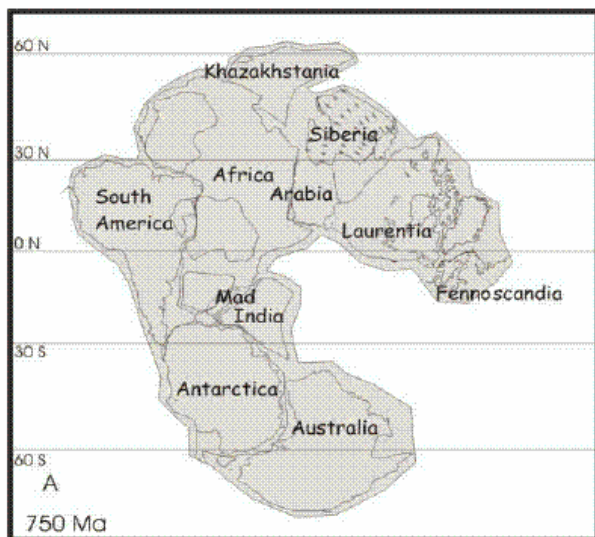
A Wilson-ciklusra épített superkontinens-ciklus hipotézise

(NANCE – WORSLEY – MOODY, Tudomány)

Feltételezik, hogy 500 millió évente törvényszerűen kialakul a Pangeához hasonló szuperkontinens. Állandónak tekintik a Csendes-óceán létét és a Wilson-ciklusokat kizárólag az Atlanti-óceánnak megfelelő elhelyezkedésű folyamatokra korlátozzák. A szuperkontinens feldarabolódását arra vezetik vissza, hogy a nagy kiterjedésű kontinens – mint hőszigetelő lemez – alatt felgyülemlik a hő, ami oldalirányú hőmozgással a rift-árkok kialakulásához majd a szuperkontinens feldarabolódásához vezet. Mintegy 200 millió évig növekszik az így kialakult óceánok mérete, majd a kontinensperemeken ennyi idő alatt úgy megnő az óceáni kéreg sűrűsége, hogy az szubdukció formájában a kontinentális lemez alá bukik. A kialakult óceáni medencék vékony aljzatán keresztül hőveszteség történik, ami a kontinensek közeledését indítja meg. Ez a folyamat szerintük mintegy 2,1 milliárd év óta többször lejátszódott. A szuperkontinens-ciklust kapcsolatba hozzák a földtörténet jelentős tengerszint-változásaival és az élővilág fejlődésében bekövetkezett jelentős ugrásokkal, diverzitás-változásokkal.

Az elképzelés alapvető problémái:

- Mintegy 600 millió évre visszamenően tudjuk rekonstruálni a lemezek mozgását. Nem igazolódik, hogy a feldarabolódás mindig Atlanti-helyzetű lett volna. A kép összetett és nem mutat szabályszerűséget, hacsak a Gondwanáról sorozatban leváló kontinentális lemezek mozgását nem vesszük annak (Prototethys, Paleotethys, Tethys, Indiai-óceán, kelet-afrikai rift-árkok). De ez éppen nem a hipotézist támasztja alá.
- A Csendes-óceánt nem tekinthetjük állandó óceánnak (geoszinklinálisnak), hiszen aljzatának (kérgének) legidősebb része mindössze 180-200 millió éves!
- A szubdukció nem azért indul meg, mert 200 millió év alatt a legidősebb óceáni kéregrészek „besűrűsödnek” (azok sűrűsége és vastagsága néhány millió-tízmillió év alatt stabilizálódik, a sűrűségkülönbség szerepe a folyamatban alárendelt), hanem a köpenykonvekciós áramlatok hatására, amelyek akkor is hatnak, mikor a távolodó kontinentális lemezek mozgását valami akadályozni kezdi. A fenti elképzelés nem ad magyarázatot arra a gyakori jelenségre, amikor óceáni lemez szubdukálódik ugyanolyan sűrűségű óceáni lemez alá.



Balra a Rodinia szuperkontinens rekonstrukciója, amely a „hólabda-Föld” esemény idején állt fenn.

Kétségtelen, hogy a világoceán szintjének a változásai kapcsolatban vannak a lemeztektónikával, a geosinklinálisok fejlődéstörténetével, az óceánközépi hátságok vízkiszorító hatásával. Mindezen hatások a szuperkontinens-ciklus nélkül is érvényesülnek és nem mutatják az 500 millió éves ciklicitást. Az éghajlatváltozások szintén összefüggenek a lemeztektónikai folyamatokkal, elsősorban a szárazföldek (kontinentális lemezek) pólusokhoz viszonyított helyzetének a változásai miatt. Ha a szárazulatok többsége poláris helyzetbe kerül, az albedó megváltozása következtében eljegesedés, jégkorszak indul meg. (Jégkorszaknak azt az időszakot nevezzük, amikor jégsapka van legalább az egyik póluson. A jelenlegi jégkorszak ilyenformán az oligocén végén kezdődött, amikor a Déli-sarkon megjelent a jégtakaró.)

Geokronológia

A geokronológia a földtörténeti események időbeliségével, sorrendjük meghatározásával foglalkozó tudomány. A következő ábrán foglaltuk össze tárgykörét és legfontosabb módszereit.

A geokronológia az egyidejű események kimutatásával keres kapcsolatot a különböző kifejlődési területek között, azaz korrelál, korrelációt kutat. Az események egyidejűségének ismerete még nem jelenti azt, hogy a mikor kérdésre is ismerjük a választ. Vagyis csak az események egymáshoz viszonyított, *relatív* korát tudjuk meghatározni. Újabban már egyre több képződmény *abszolút* kora is mérhető, ezzel a *geokronometria* foglalkozik

Relatív kormeghatározás

Voltak már korai próbálkozások a Föld és a jelentősebb földtörténeti események pontos korának a meghatározására. Ezek a spekulatív eredmények azonban a radiometrikus kormeghatározás kifejlesztéséig ellenőrizhetetlenek voltak, ezért több-kevesebb – de az idő előrehaladtával egyre nagyobb – biztonsággal csak azt lehetett meghatározni, hogy mi a képződmények keletkezésének időbeli *sorrendje*, vagyis egymáshoz viszonyított, *relatív* kora. E munka során született meg a rétegtan tudománya.

Rétegtan (sztratigráfia)

STENO 1669-ben felismerte, hogy az egymásra települő kőzettestek közül az alul lévő idősebb a rátelepülő *fedőnél*. Ez a *települési törvény*. A települési törvény értelmében tehát megállapítható a kőzetek egymáshoz viszonyított, *relatív kora*. **A rétegtan alapvető feladata a korreláció, az azonosság felismerése különböző területek, előfordulások, fúrási rétegsorok között, tehát időcentrikus.** A korreláció leggyakrabban ősmaradványtartalom, jellemző ősmaradvány alapján (*biosztratigráfia*), kőzettani tulajdonságok szerint (*litosztratigráfia*) vagy kor szerint (*kronosztratigráfia*) történik. A korrelációs munka elősegítése és pontosítása érdekében egy rétegtani egység legjellemzőbb előfordulását (előfordulásait) *alapszelvénynek*, *sztratotípusnak* jelöljük ki. A következőkben megismerkedünk mindhárom, fentebb említett klasszikus sztratigráfiai módszerrel: a terepen legkönnyebben művelhető litosztratigráfiával, a földtörténet szempontjából alapvető jelentőségű biosztratigráfiával, majd a klasszikusan e kettőre alapozott kronosztratigráfiával.

Litosztratigráfia (közetrétegtan)

Az események nyomait a kőzetek hordozzák, magukba zárva sok olyan információt, amelyeket megfelelő módszerekkel kiolvashatunk belőlük. A litosztratigráfia alapja a *rétegtani osztályozás*.

A legkisebb litosztratigráfiai egység az üledékes formációkat felépítő *réteg*. A réteg olyan *szedimentációs (üledékképződési) egység*, mely *állandó környezeti feltételek mellett rakódott* le. Az egymásra települő rétegeket *réteglapok* választják el egymástól. A réteglapokat az teszi észlelhetővé, hogy a rétegsorban szöveti illetve anyagi változások vannak. Ezek a *réteghatárok*, amelyek ülepedés közben az állandó környezeti feltételekben bekövetkezett *változást* jelenítik meg.

Az egymással érintkező illetve egymásra települő kőzeteket egységekbe soroljuk, mégpedig kőzettani tulajdonságaik alapján. Az alapegység a **formáció**. Azt a képződményegyüttest soroljuk egy formációba, amely már a terepen megfigyelhető kőzettani tulajdonságok alapján elkülöníthető a környezetétől, és elterjedési területe, vastagsága elegendő ahhoz, hogy

térképen ábrázoljuk. A formációkon belül a különbözőségeket hangsúlyozva tagozatok és/vagy rétegtagok különíthetők el; a formációkat hasonlóságuk alapján formációcsoportokba foglalhatjuk. A legtágabb litosztratigráfiai kategória a komplexum.

A formáció üledékes, magmás és metamorf kőzet egyaránt lehet. A formációkat a jellemző előfordulás helyéről nevezzük el, a név megállapodás szerint nem tartalmaz jelzőt és minden tagja nagybetűvel írandó (pl. Jakabhegyi Homokkő Formáció, Cserdi Formáció).

A formációk térbeli azonosítását, lehatárolását, vagyis a *korrelációt* megnehezíti, hogy a formációk oldalirányban (*laterálisan*) gyakran fokozatosan „*mennek át*” egymásba, *összefogazódnak*, helyettesítik egymást. Például oldalirányban összefogazódva érintkezik egymással a sekélytengeri üledék a folyóvízi delta rétegekkel. Az ilyen, egy időben keletkezett, de különböző *fáciesű* (arculatú) képződményeket nevezzük **heteropikus** fácieseknek. (Természetesen a fordított helyzet is előfordul: különböző időszakban keletkezhetnek egymással egyező fáciesek is. Például a devon időszakban a kaledóniai hegységrendszer lepusztulásából keletkezett folyóvízi, vörös homokkő, az Old Red Sandstone azonos fáciesű a perm időszakban a variszkuszi hegységrendszer lepusztulásából keletkezett folyóvízi, vörös homokkő, a New Red Sandstone fáciesével. Ezeket *izopikus* fácieseknek nevezzük.)

Geokronológia

A földtani képződmények illetve földtörténeti események között korrelációt: időbeli kapcsolatot, egyidejűséget kutat.
 A korrelációt a rétegtani (sztratigráfiai) módszerek teszik lehetővé.
 A rétegtan tehát időcentrikus, fontos feladata a **KORMEGHATÁROZÁS**.

relatív kormeghatározás

abszolút kormeghatározás (kronometria)

biokronometria (pl. évgyűrű-kronometria)
 radiometria

újabb módszerek
 pl. szekvencia-sztratigráfia
 esemény-sztratigráfia,
 szeizmikus sztratigráfia

klasszikus módszerek

litosztratigráfia (kőzetrétegtan)

biosztratigráfia (élőlényeken alapuló rétegtan)

kronosztratigráfia (egykorúságon alapuló rétegtan)

a módszer alapja:	kőzettani tulajdonságok, települési törvény (STENO), WALTER-féle fáciestörvény	ösmaradványok (SMITH) evolúció (DARWIN) irreverzibilitás (DOLLO)	egykorúság
a módszer problémái:	heteropikus, izopikus kifejlődés, diszkordancia (eróziós, tektonikus)	perzisztencia, konvergencia	lehatárolási nehézségek
reprezentálja	a z a l a p s z e l v é n y (s z t r a t o t í p u s)		
alapegysége:	<i>formáció</i>	<i>biozóna</i>	<i>kronozóna</i>
egységei	(komplexum, formációcsoport, formáció , tagozat, rétegtag) A litosztratigráfiával szorosan összefügg a formációk fizikai tulajdonságaira épülő <u>szeizmikus sztratigráfia</u>	tartomány-zóna, intervallum-zóna, együttes-zóna,	eonotéma (pl. fanerozoikum) időtéma (mezozoikum) rendszer (kréta) sorozat (alsó-kréta) emelet (berriasi) kronozóna ↑ "kalapálható" kőzettetek

geokronológiai egységek (ld. a földtörténeti kortáblát)

eon (pl. fanerozoos)
 idő (mezozoos)
 időszak (kréta)
 kor (kora-kréta)
 korszak (berriasi)
 kron

↑
 „nem kalapálható”,
 történelmi időkategóriák



Eróziós szögdiszkordanciával – kibillent triász időszaki mészkő rétegsorra – települő negyedidőszaki paleotalaj (vörösbarna) és áthalmazott lösz (sárga) rétegek Bükkösd (Ny-Moson) közelében

A korrelációt a kőzettestek vertikális elrendezésében előforduló „zavarok” is nehezíthetik. Vertikálisan, a rétegsorban fölfelé, akkor folyamatos az átmenet egyik formációból a másikba, ha a kettő határán nem szakadt meg az üledékképződés, azaz nincs *üledékhézag*. Ilyenkor a formációk egymásra települése *konkordáns*. Gyakori a formációk *diszkordáns* települése, amikor fekvőjükre üledékhézaggal, éles kőzetváltozással, átmenet nélkül települnek. Ha a fekvő egy üledékképződési szünet (pl. a terület kiemelkedése vagy a tengerszint csökkenése) következtében részben lepusztult, akkor a fedő formáció *eróziós diszkordanciával* települ rá. Ha a fekvőt szerkezeti mozgás elmozdította, kibillentette, akkor az azt fedő

rétegek eltérő szögben, *szögdiszkordanciával* települnek. A két hatás együtt érvényesül az *eróziós és szögdiszkordancia* jelenségében. A formációk egymásra-településében a **Walther-féle fáciestörvény** érvényesül: konkordáns rétegsorban csak olyan fáciesek helyezkedhetnek el közvetlenül egymás felett, melyek térben, *egy időben*, közvetlenül egymás mellett is megtalálhatók. Például konkordánsan települhet tavi üledék egy folyóvízi delta sorozatra, hiszen ezek egy időben egymás mellett is képződhetnek (mint látjuk ezt a Balaton és a Zala-folyó esetében), de zavartalan rétegsorban nem települhet árapályövi üledéksor mélytengeri rétegekre, mivel ezek közvetlenül egymás mellett nem keletkezhetnek.

OLIGOCÉN

Mév	Sorozat	Észak-SOMOGY	DUNÁNTÚLI-KÖZÉPHEGYSÉG, ÉSZAK-MAGYARORSZÁG					ALFÖLD
23,8	Emelet	Bakony	Várta és Gerece	Dorog, Csérhát Ény	Budai-hg DK	Cserhát és Bkk E-i előtere	Bkk D-i előtere	Szlovák Flia Zóna
OLIGOCÉN	Egri	Ceatkai F. Egri F.	Mányi F.	Törökbalinti Homokkő F.	Becskei F.	Szócsonyi Sír F.	Ceatkai F. Egri F.	Ménauvanti K.
	Kiscelli	Kiscelli Agyag F.	Hérszegi Homokkő F.	Kiscelli Agyag F.	Tardi Agyag F.	Kiscelli Agyag F.	Tardi Agyag F.	
		Iharkúti F.		Budai Marga F.		Budai Marga F.		
33,7								

Bátki Tamás, Nagymarosy András, Hatty Lilla

A magyarországi oligocén korszak litosztratigráfiai táblázata

A függőleges tengelyen a – fölfelé fiatalodó – idő, a vízszintes tengelyen pedig az egyes eltérő, vagy megkülönböztethető földtani egységek vannak feltüntetve. Látható, hogy az ország nagy részén a kora-oligocénben nem képződött üledék, nagy valószínűséggel kiemelt, lepusztuló helyzetben volt. A felső-oligocén rétegek eróziós diszkordanciával (hullámos vonal) települnek az idősebb képződményekre. Szembetűnő, hogy a Dunántúli Középhegység és Észak-Magyarország oligocén

képződményei sokfélék, egy időben különféle (heteropikus) fáciesű (sárga=szárazföldi, zöld=elegyesvízi, világoskék=sekélytengeri, sötétkék=mélytengeri) üledékek keletkeztek egymással összefogazódva. Fontos tanulsága a táblázatnak, hogy a kőzetek nem alkalmasak időbeli korrelációra! A fáciesek időben más területre tolódnak, ezek egyidejűségét kimondani a kőzetazonosság alapján hiba lenne!

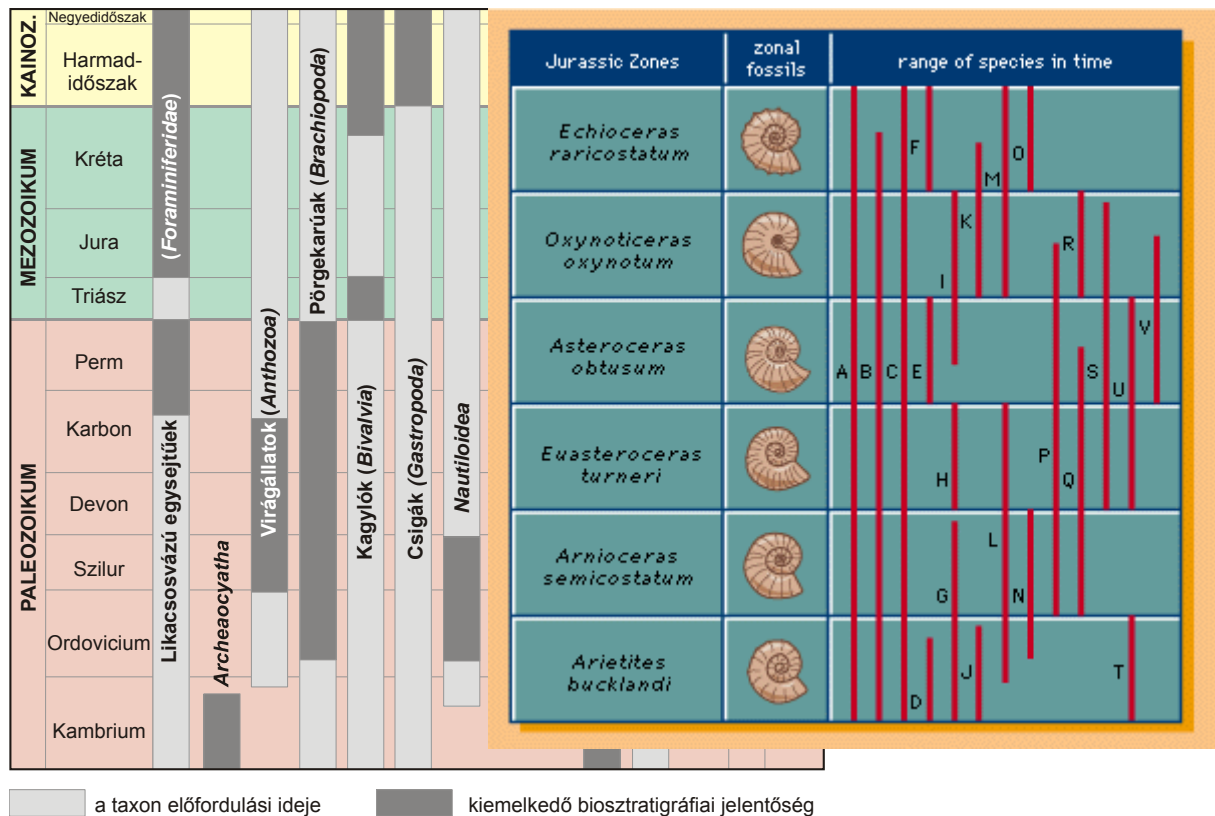
A geológia kialakulásának időszakában a kőzeteket is megpróbálták a különböző területek közötti időbeli korrelációra felhasználni. Ennek nyomát őrzik azok a kronosztratigráfiai elnevezések, amelyek a litosztratigráfia alapján születtek. Legszebb példája ennek a triász időszak. Nevét a németországi előfordulások háromosztatuságáról kapta: alsó része törmelékes, a középső karbonátos, a felső pedig ismét törmelékes kőzetekből áll. E felismerés alapján próbálták más területeken is meghúzni a határokat. Azóta már ismert, hogy az alpi területek triászára ez nem érvényes, mert ott a kezdeti törmelékes képződményeket az időszak végéig karbonátos üledékek jellemzik. És akkor a világ távolabbi területeinek eltérő kifejlődéseit még nem is említettük! Hasonló, hibás litosztratigráfiai törekvés volt a „fekete”, „fehér” és „barna” jura felosztás kiterjesztése is. Tehát a litológiai korreláció csak szűk területen, egy üledékképződési rendszeren belül valósítható meg.

Olyan módszerre volt szükség, amely egymástól távoli területek rétegsorának időbeli azonosítását is lehetővé teszi. Már a kezdeti tapasztalatok szerint is a fossziliák bizonyultak erre alkalmasnak, később megszületett ennek elméleti alátámasztása is.

Biosztratigráfia

SMITH angol mérnök csatornaépítési munkák során a XVII. században ismerte fel, hogy az egyes rétegek eltérő ősmaradványokat tartalmaznak. Ez a felismerés a biosztratigráfia alapja. A módszer biztonságát az adja, hogy az élővilág a földtörténet során változott (evolúció), de változásai visszafordíthatatlanok voltak, ahogyan azt a DOLLO nevéhez fűződő irreverzibilitási törvény alapján tudjuk.

A biosztratigráfia annál rövidebb időintervallumok kijelölését teszi lehetővé, vagyis annál részletesebben tudjuk felosztani a Föld történetét, mennél gyorsabb volt a vizsgált csoport változása, evolúciója. A határok pontos megvonásának a feltétele pedig az, hogy az ősmaradványanyagban a változás hirtelen következzen be. Tehát a biosztratigráfia leginkább a gyors evolúciójú csoportokon/fajokon (vezérkövületeken) és a kihalási eseményeken alapul.



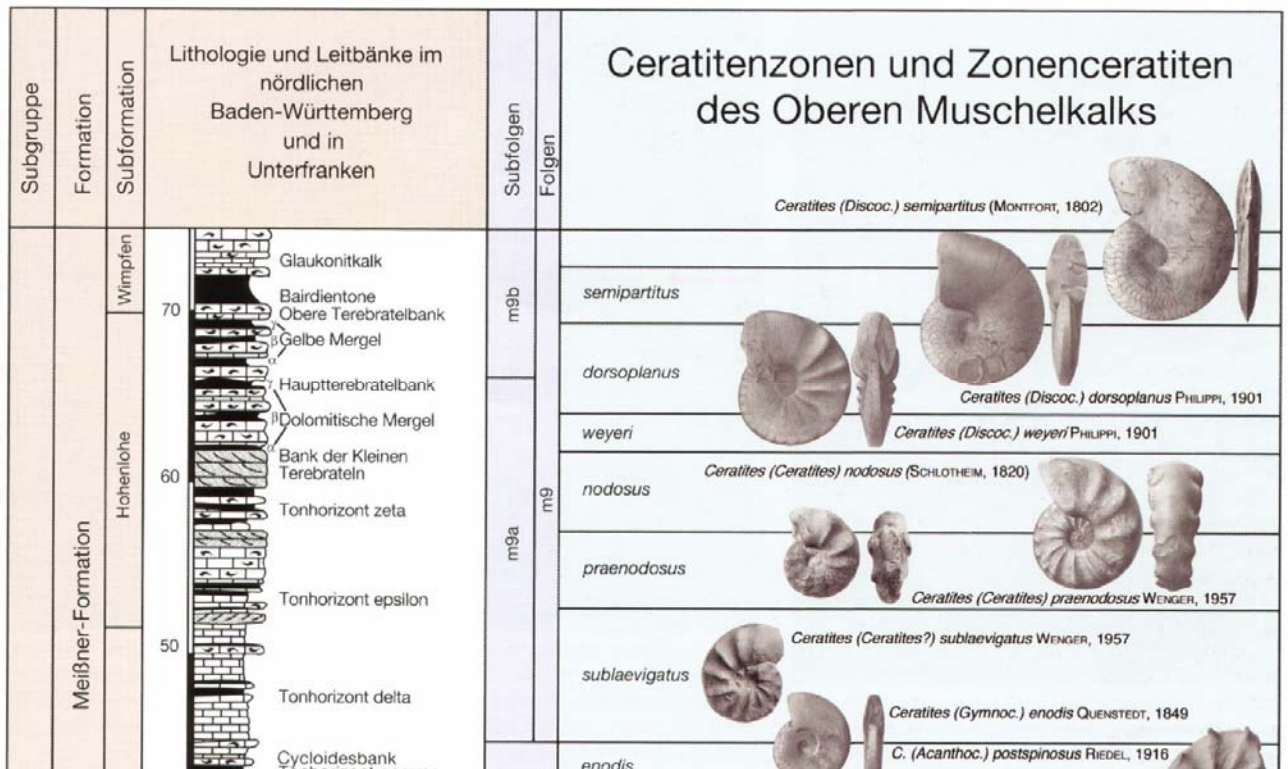
A legfontosabb vezérkövületek időbeli előfordulása és jelentősége

Szembetűnő, hogy a különböző földtörténeti időszakokban más és más rendszertani kategóriába tartozó csoportokra tudunk biosztratigráfiát alapozni. Előfordul, hogy olyan maradványok segítségével tagolunk egy időszakot, amelyek felépítéséről, életmódjáról, rendszertani helyéről nincsenek, vagy hiányosak az ismereteink. Például ilyen a bizonytalan rendszertani helyzetű *Archaeocyatha* altörzs, amely kihalt ugyan a kambriumban, de annak tagolását a trilobiták mellett ezek segítségével lehet megvalósítani. Sokáig vitatott volt a konodonták rendszertani helye, ennek ellenére kiválóan tagolják az újpaleozoikumot és a triász időszakot.

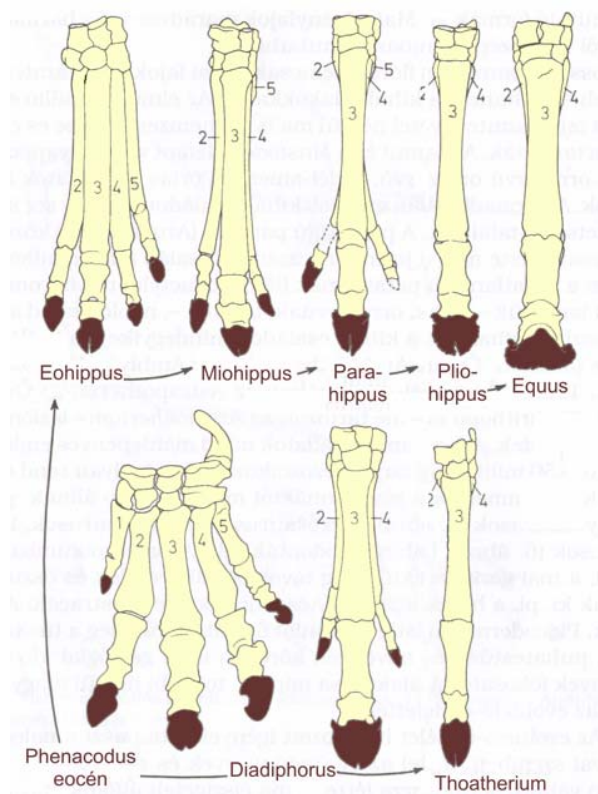
A biosztratigráfia alapegysége a *biozóna*, melynek különböző, egymással egyenrangú fajtái léteznek. A különböző biozónák együttes használata lehetővé teszi az időszakok még részletesebb tagolását. Így például a triász időszak ammonitesz és konodonta zonációja százezer év nagyságrendű felosztást tesz lehetővé.

A jura időszak biosztratigráfiáját világszerte az ammoniteszekre alapozzák, mert a gyors evolúciójú és kozmopolita élőlények kiválóan alkalmasak erre. Látható, hogy az egyes fajokra épített zónák még tovább bonthatók a további fajokkal való együttes előfordulás figyelembevételével, vagyis az ún. együttes zónák kijelölésével.

A jura ammoniteszek nemritkán mindössze kétszázezer év időtartamú zónákat jelölnek ki. Mindemellett a tethysi régióban nagy területek között alkalmasak korrelációra, az egyidejű rétegek kijelölésére.



Egy gyakorlati példa: a baden-württembergi középső-triász lito- és biosztratigráfiai felosztása. A Muschelkalk felső részének litológiai (kőzettani) és biosztratigráfiai felépítése független egymástól. Különböző időben azonos üledékek (izopikus fáciesűek) keletkeztek, miközben az ammoniteszek fejlődési sorba rendezhetők és ismételt nem fordulnak elő (irreverzibilitás).



Az eocén korú közös őstől származó eurázsiai *Equus* (16) és a délamerikai *Thoatherium* evolúciója az izolált fejlődés ellenére is párhuzamos maradt, ami a hasonló életmóddal és a fűfélékkel történt koevolúcióval magyarázható. A számozás alapján követhető az azonos csontok rendkívül hasonló redukciója.

Hogy ne legyen könnyű a paleontológus dolga, azért a biosztratigráfiának is megvannak a maga nehézségei. Túl azon, hogy nem minden üledékben találunk ősmaradványokat, még az előfordulók között is sok olyan van, amely nem alkalmas korjelzésre. Ezek a lassú evolúciójú, másként *perzisztens* formák. Közülük kerülnek ki az élő kövületek. Amíg környezetjelzésre általában jól, addig sztratigráfiára egyáltalán nem használhatók.

További gondot jelent a *homöomorfia*, a *konvergens* és a *párhuzamos* evolúció. Homöomorfia a viszonylag szűk rendszertani kategórián belül fellépő *hasonlóság*. Két fő változatát a szerint különítjük el, hogy egy időben, vagy eltérő időben alakult-e ki. Nyilvánvaló, hogy a paleontológus sztratigráfiai munkáját az utóbbi eset nehezíti meg inkább.

A konvergencia jelenségéről már volt szó az evolúció kapcsán. Ez a homöomorfiától csak annyiban különbözik, hogy viszonylag távoli rendszertani kategóriába tartozó

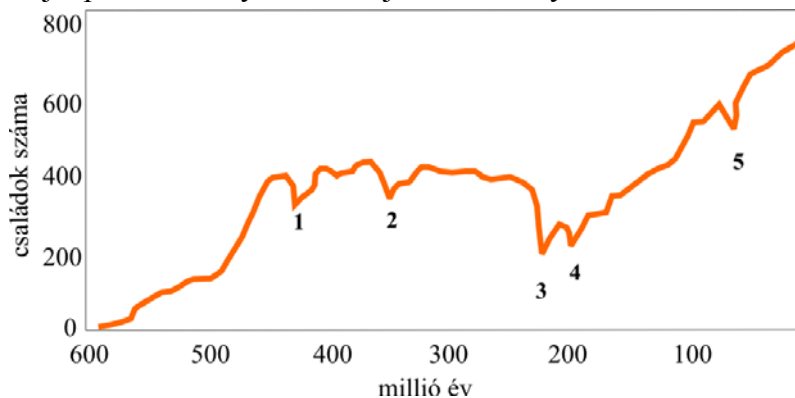
szervezeteknél jelentkezik – az azonos életmód következtében. Példaként az *Ichtyosaurust*, a cápát és a delfint említettük. Az ennyire távol álló szervezetek hasonlósága sztratifráiai problémát általában nem okoz, bár volt rá példa: a megtévesztő konvergencia miatt egy helytülő kacslábú rák vázát kagylónak (hippuritesznek) írták le.

A párhuzamos evolúció a közös őstől származó, de elkülönülten, ugyanakkor hasonló életmóddal élő szervezetek sajátja. A méhlepényes farkas és az erszényes farkas, valamint a páratlan ujjú patások fejlődésében látunk erre példát. (Az előbbi esetben felmerül a konvergencia szerinti értelmezés lehetősége is.)

Egy csoport biosztratifráiai használhatóságát nemcsak az evolúció sebessége, hanem annak típusa is befolyásolja. A gradualizmus, vagyis a lassú, fokozatos átalakulás megnehezíti a munkánkat. Kedvezőbb a speciáció, különösen, amikor hirtelen, punktuált ekvilibrum során jelennek meg új formák. Ezek pontos határok kijelölését teszik lehetővé. Csakúgy a jelentős kihálási események, amelyekre a földtörténeti nagy egységek tagolása épül.

A kihálások

Az élővilág sokfélesége a fajok képződésén és kihálásán alapul. A kihálás – csakúgy, mint a fajképződés – folyamatosan jelenlévő tényező. Mértéke változik, amit a kihalt családok vagy



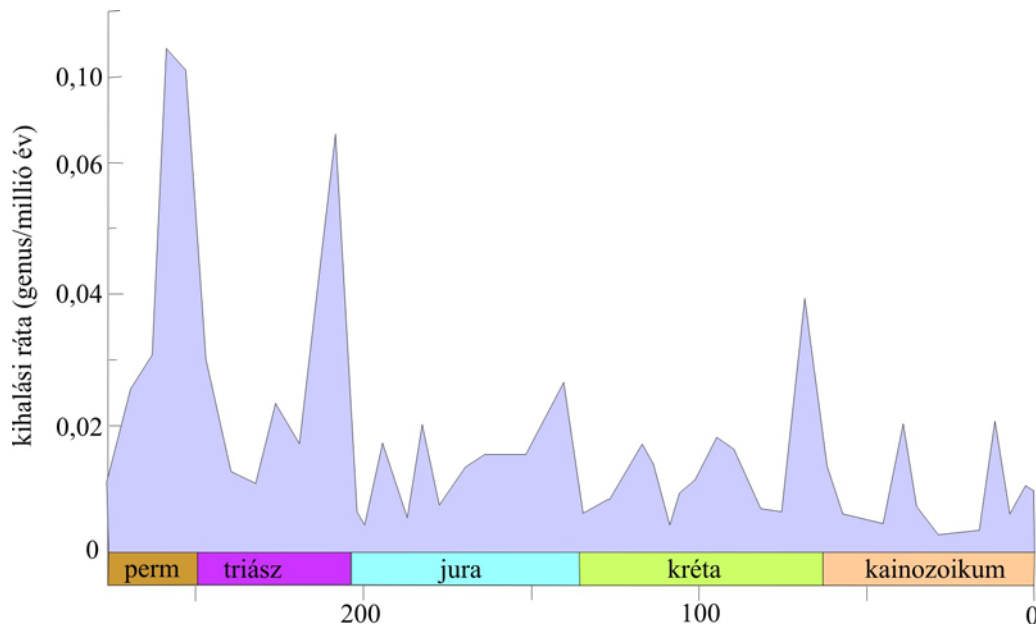
fajok számával, ill. százalékos arányával tudunk szemléltetni. A kihálások okaira számos magyarázat született. Ez a kérdés a közvéleményt is érdekli, ezért az ismeretterjesztő irodalomban is gyakran felbukkan a témakör, szenzációnak beállított új, vagy felmelegített korábbi teóriákat ismertetve.

Kezdetben a katasztrófizmus elmélete hódított, amelynek CUVIER is híve volt. A DARWIN képviselte gradualista szemlélet szerint a kihálások egyenletesen folyamatosak voltak. A máig összegyűlt adatok szerint időnként – egyesek szerint szabályos időközönként, 26 millió

A tengeri életmódú családok számának változása a fanerozoikumban. Az ordovicium (1), a devon (2), a perm (3), a triász (4) és a kréta (5) időszak végén történt jelentős kihálást a görbe meredek esése jelzi.

évenként – *tömeges kihálás* történik a földön, amelyek okaira nem adható egyszerű és egységes válasz.

A kihálások okaira nem csak a geológusok és paleontológusok, hanem a biológusok is keresik a választ. Utóbbiak a mai megfigyelések és a fosszilis adatok alapján modellezéssel próbálják azt felderíteni; az ősmaradványleletek hiányosságaira, esetlegességére hivatkozva nem a paleontológiától várják a megoldást. Valójában nem a fossziliák hordozzák a legtöbb információt, azok csak kijelölik számunkra az esemény idejét és meghatározzák annak mértékét. A megoldást az egyéb földtani, tektonikai geokémiai adatok rejtik magukban, mint ahogyan ezt a már felderítettnek mondható kihálásokkal kapcsolatban is látjuk. (A kréta végi kihálás okának meghatározásában a legfőbb bizonyíték az a magas irídium-tartalmú réteg, amit már több kontinensről kimutattak.)



A kihalási ráta alakulása a perm-mezozoikum-kainozoikum során, a millióévenként kihalt nemzetségek száma alapján

Jelentős tömeges kihalás történt az ordovicium, a devon, a perm, a triász és a kréta időszak végén. Vannak, akik szerint a hatodik tömeges kihalás időszakát ma éljük. A kihalások egyben az újabb felvirágzás megalapozói. Az élettér megüresedése ugyanis kedvez a diverzitásnövekedésnek és a radiációnak. A földtörténet során általában a diverzitás növekedése figyelhető meg, ahogyan azt a tengeri családok számának alakulásából is látjuk a fentebbi diagramon. Valószínű, hogy a fajképződés mellett a folyamatos kihalási ráta alárendeltebb. Az értékelést megnehezíti, hogy időben visszafelé haladva hiányosabb a leletanyag.

Kihalásra érzékenyebbek a specializált, sztenők taxonok. A kihalás függ az élőhelytől is, a trópusokon általában nagyobb a kihalás mértéke. A tömeges kihalások adatai alapján HALLAM hét típusba sorolja a kihalási időszakot elszenvedett taxonokat:

- kihalók
- túlélők
- nagyrészt kihalók a kihalási hullám csúcsán, de a taxon néhány képviselője csak később hal ki (pl. a pörgekarúak csoportjai a perm végi kihaláskor illetve azt követően, a triász végén)
- virágzásnak induló túlélők (pl. az emlősök a kréta-végi kihalás után)
- a kihalási időszakban virágkorukat élők (pl. az *Earlandia* foraminiferák a devon és a perm végi kihalási időszakban)
- a kihalási időszak előtt, majd azt követően is nagy számban élők (pl. a tengeri teknősök a kréta végi kihaláskor)
- látszólagos túlélők (valójában más, túlélő élőlénycsoportok imitálják őket a felszabadult életteret elfoglalva, konvergens evolúció révén)

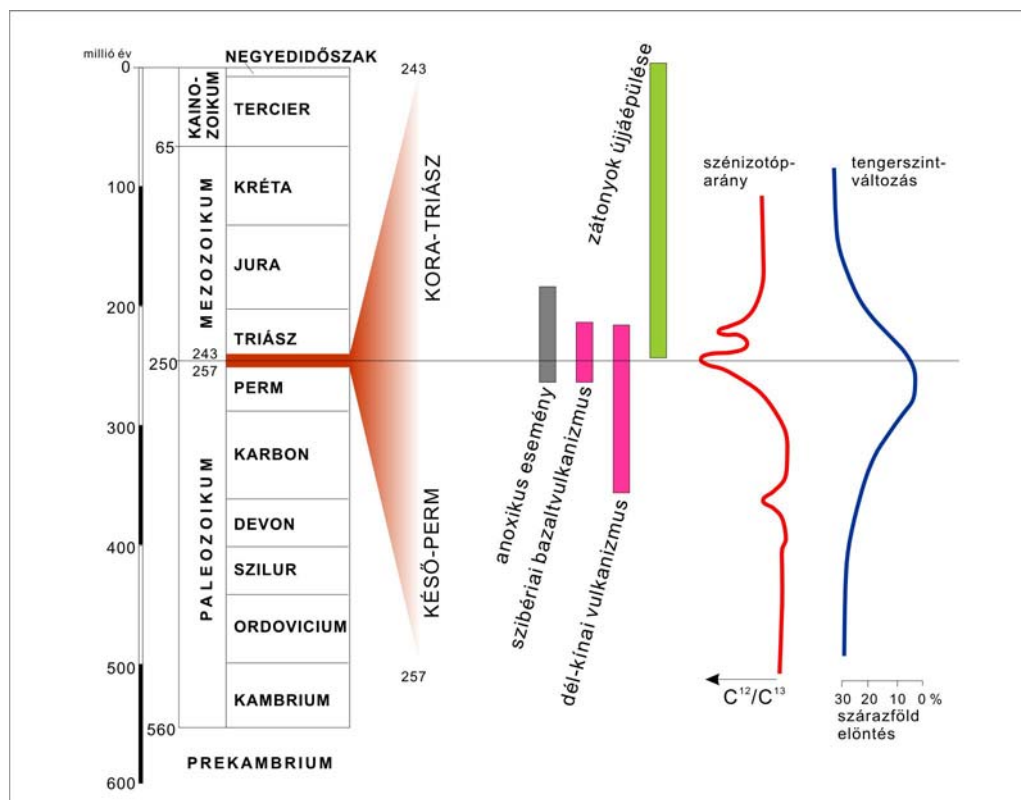
A kihalások okai a következőképpen csoportosíthatók:

A *biológiai tényezők* főként a folyamatos háttérkihalást okozzák. A taxonok közötti erős kölcsönhatás növelheti a kihalási rátát pl. szimbiózis vagy koevolúció esetében. Egyesek szerint az ökoszisztémáknak hosszú feltöltődési és kisülési időszakai vannak. A kisülési időszakok előtt az életközösség telítődik fajokkal, majd tömeges kihalás következik be. Az élővilág okozta változások is okozhatnak tömeges kihalást, mint például a fotoszintetizálók elterjedésével, az az oxigénszint emelkedésének következményeként kihalt anaerob egysejtűek és baktériumok esetében.

Az *abiotikus tényezők* főként a tömeges kihalások okaiként merülnek föl. Legfontosabbak a lemeztektonikai hatásra felerősödő vulkáni tevékenység, a tengerszint csökkenése, a sótartalom-változás, az oxigén illetve a széndioxid szintjének változásai. Földön kívüli, extraterresztrikus ok lehet egy kisbolygó becsapódása (ami sötétséget és lehülést okozva borítja fel a biológiai egyensúlyt), vagy közeli szupernóva-robbanás (amely a káros sugárzás révén hat az élővilágra).

Esetenként a *véletlen* szerepe is jelentős lehet mind a kihalási, mind a túlélési folyamatokban. Az okok között említhető még, hogy a bioszféra, mint bonyolult rendszer, időnként kaotikusan viselkedhet. A kaotikus rendszerekben pedig katasztrófák következhetnek be.

A legtöbb kutató egyetért azzal, hogy a tömeges kihalási események oka rendkívül összetett és változó. Az adatok nem támasztják alá, hogy szabályos időközönként, törvényszerűen ismétlődnének.



A perm végi tömeges kihalás idejéről ismert környezeti változások A grafikonok a kihalási esemény közeli, 257 és 243 millió év közötti időszak tényezőit mutatják. Ebből az időszakból ismert a szibériai bazaltvulkanizmus, amely a föld legjelentősebb vulkáni eseménye volt. Ezzel egy időben, de hosszabban elnyúlva jelentkezett egy anoxikus, oxigénhiányos időszak a tengerekben. Ez a szénizotóp-arány alapján lehetett nagy mennyiségű

metán felszabadulásának a következménye. A tengerszint erőteljes csökkenése és az egységes Pangea szuperkontinens kialakulása következtében rendkívüli mértékben csökkent a sekélytengerek kiterjedése. A kihalást megelőzően rakódtak le a föld legjelentősebb sülédékei, minden bizonnyal kihatva a világtenger sótartalmára.

A legjelentősebb tömeges kihalási esemény alapján húzták meg a perm-triász (paleozoos-meozoos) határt. A tengeri élőlények 90%-a, a szárazföldi állat- és növényfajoknak pedig majdnem háromnegyede tűnt el véglegesen. Okaként egyesek szupernóva-robbanást feltételeznek. DETRE olyan szferulákat ismertetett a perm-triász határon lerakódott rétegekből, amelyek ennek következtében juthattak a Földre. Szerinte az ismert oxigénhiány nem oka, hanem következménye a szupernóva által okozott katasztrófának.

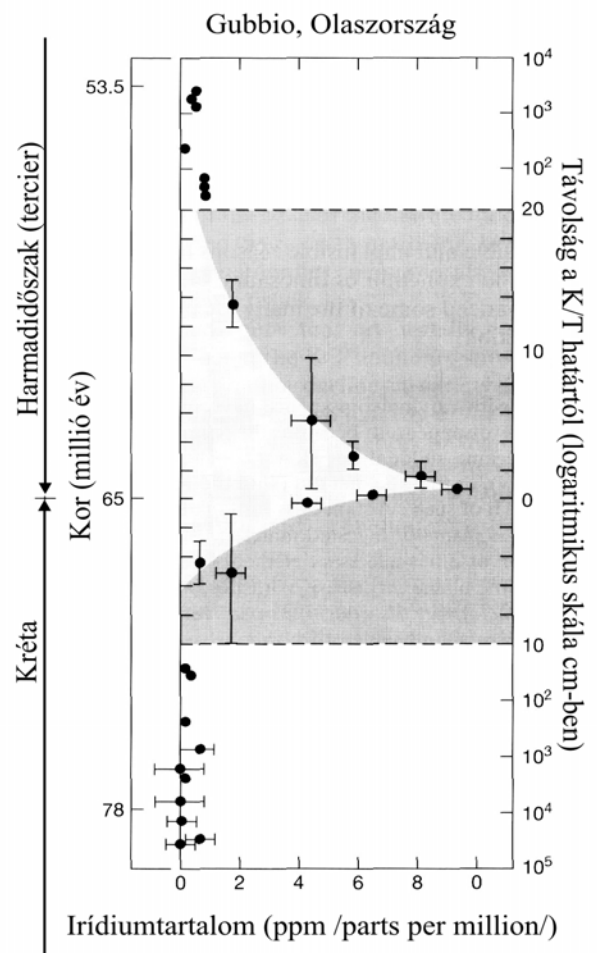
Más kutatók – többek között – a perm végi gerinces fossziliák tanulmányozása alapján arra a következtetésre jutottak, hogy a kihalás fő oka az életfeltételek hosszú távú, fokozatos leromlása volt, és nem egy hirtelen bekövetkező változás. A Föld éghajlata a permben egy hosszabb periódus alatt jóval melegebb volt a szokásosnál. Vagy a szibériai és a délkinai vulkanizmus során, vagy korábbi magas szervesanyagtartalmú üledékekből nagy mennyiségű metángáz került a légkörbe, ami jelentősen növelhette az üvegházhatást. A légköri oxigén szintje nagymértékben csökkent ebben az időszakban, a karbon időszak 35 % (!)-ról 16 %-ra.

Jól ismert és széles körben elfogadott a kréta–tercier (K/T) határon lejátszódott kihalás oka.

Először az olaszországi Gubbio-nál találtak magas irídium tartalmat a határ fölött települő agyagban, később a jelenség több kontinensen ismertté vált. Keletkezése egy 10 km átmérőjű kisbolygó-becsapódással magyarázható. Kevesebben vannak, akik a magas irídiumtartalmat – és így a kihalást is – inkább a Dekkán-plató trappbazaltját létrehozó heves forró pont (hot spot) vulkanizmushoz kötik. (Ekkor zajlott le a Föld második legjelentősebb vulkáni eseménye, mivel az indiai kontinentális lemez már hosszabb ideje elfedte a ma is aktív *réunioni* forró pontot. A felhalmozódott hőenergia végül szétfeszítette a litoszférát és rövid idejű heves vulkanizmust okozott.)

Kronosztratigráfia

A kőzettani tulajdonságok vagy az ősmaradványtartalom mellett tagolhatjuk a kőzetoszlopot az egymásra következő kőzettestek kora szerint is. A földtörténeti kor szerinti osztályozást *időrétegtani (kronosztratigráfiai)* tagolásnak nevezzük, egységei a *kronosztratigráfiai egységek*, alapegysége a *kronozóna*. A kronosztratigráfiai egységek éppolyan anyagi, kalapálható rétegegyüttesek, mint a lito- és biosztratigráfiai kategóriák. A kronosztratigráfia kezdetben a litosztratigráfia és a biosztratigráfia eredményeire épült, újabban számos új sztratigráfiai és mérési módszer segíti az egyre pontosabb kormeghatározást.



Az irídium-tartalom változása a K/T határon Gubbionál. A vízszintes tartományok az Ir meghatározásának hibáját, a függőlegesek a mintázási réteg-intervallum hibáját jelzik. (ALVAREZ 1983 nyomán)

A kronosztratigráfia nevezéktana tükrözi a litosztratigráfiai és biosztratigráfiai alapokat. A karbon vagy a kréta időszak egy-egy jellemző kőzetről kapta a nevét. Ugyanígy a triász is litosztratigráfiai eredetű: a germán terület közzettani háromosztatúságát jelöli. Érthetően gyakoribbak az őslénytani megfigyelésekből származó, biosztratigráfiai értékű elnevezések. A földtörténet két nagy fejezete, a kriptozoikum (görög kryptos = rejtett), vagyis rejtett, rejtőzködő állatvilág és a fanerozoikum (görög phaneros = látható) is ilyen. A fanerozoikumon belül elkülönített paleozoikum, mezozoikum és kainozoikum elnevezés az állatvilág adott időszakban jellemző képviselőinek fejlettségére utal. A kainozoos időszakok illetve korok megnevezése a kagylófélék típusaira, „újszerűségére” utal, pl. a *miocén* korban közepesen új kagylók éltek, a *holocén* teljesen új típusúak reprezentálják.

A kronosztratigráfia rendszere is változik a kutatások során. Jegyzetünkben elsősorban a Magyar Rétegtani Bizottság 2002-ben megjelent táblázataira és az IUGS ICS (International Union of Geological Sciences, International Commission on Stratigraphy) 2004. évi táblázatára támaszkodtunk.

tudjuk mérni a radiometrikus kort, akkor azt a korreláció segítségével ki tudjuk terjeszteni. A magnetosztatigráfia által képviselt időintervallumot krónnak nevezzük.

Az üledékes rétegsorokban gyakran ciklusosság figyelhető meg. Az üledékciklusokat általában olyan ismétlődő változások okozzák, amelyek nagyobb területen fejtik ki hatásukat, ezért *ciklusszartigráfiaként* korrelációra alkalmasak.

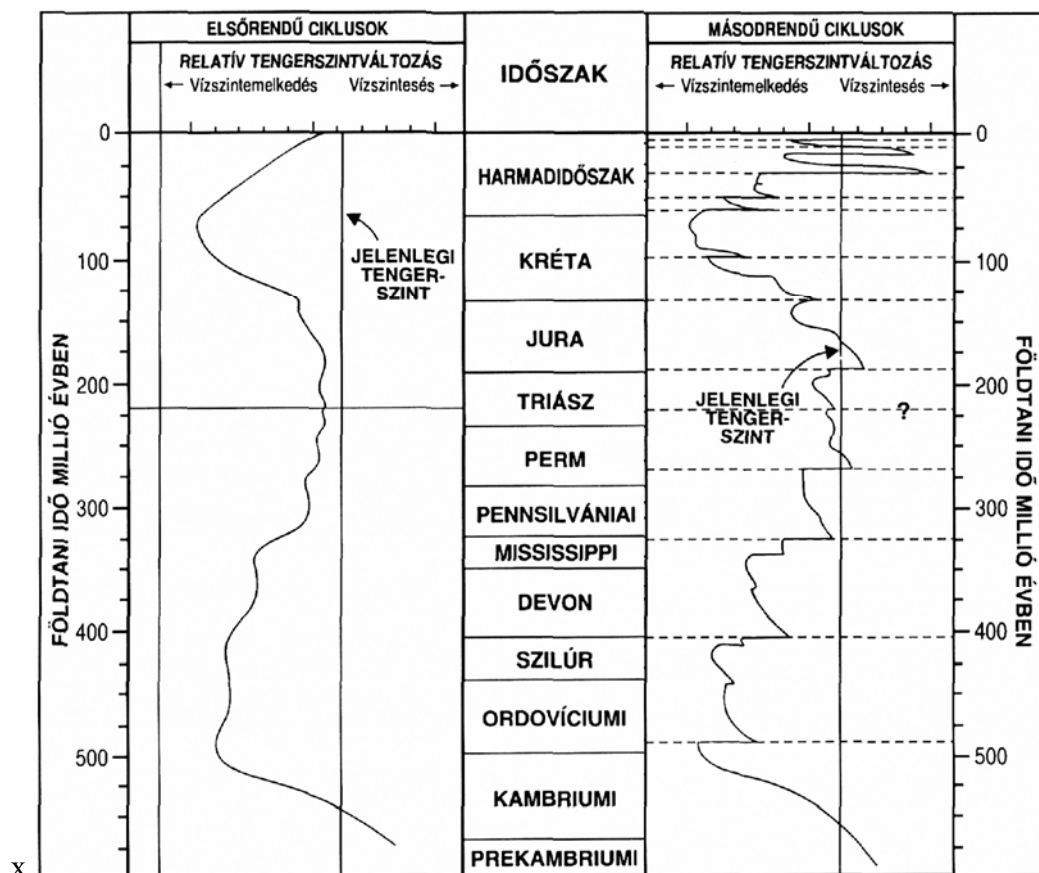
Ismerünk példát napi ciklicitásra: a cianobaktériumok élettevékenységének napi periódusát megőrizte a jellegzetes sztromatolit üledékszerkezet. Évszakos váltakozás mutatkozik a varvítokban.

Az üledékképződés többfokozatú ritmusossága a vizsgálatok szerint szoros összefüggésben van a Föld pályaelemeinek változásaival:

- a precesszió 19, 23 ezer;
- a tengelyferdeség 41 ezer és
- az excentricitás 100, 410 ezer éves ciklusaival.

Ezek a ciklusok kimutathatók például a fosszilis karbonátos platformok üledékeiben, így a Dachsteini Mészke Formációban is (HAAS, 1991).

A selfek területén folytatott szénhidrogén-kutatás során a fúrások rétegsorának és a szeizmikus szelvényeknek az értékelése hozta meg azt a felismerést, hogy a világtengerek vízszintje gyakori változásainak hatása megjelenik az üledékképződésben. Számos terület rétegsorának feldolgozása alapján megszületett egy olyan grafikon, amely a világtengerek vízszintjének földtörténeti változásait ábrázolja:



A relatív tengerszint-változás első- és másodrendű globális ciklusai a fanerozoikum során. Mitchum–Vail – Thomson nyomán

A tengerszint-változás üledékes szekvenciákat okoz, egy üledékes szekvencia jellemzően eróziós diszkordanciafelülettel határolódik el a fektőtől és a fedőtől. A szekvenciákban

ciklikus földi jelenségek tükröződnek. Meghatározták az egymásra épülő szekvenciák hierarchiáját az időtartam alapján:

szekvencia hierarchia	időtartam	vízszintváltozás amplitúdója
1. rendű	> 50 millió év	
2. rendű	5-50 millió év	
3. rendű	0,5-5 millió év	1. rendű
4. rendű	0,1-0,5 millió év	2. rendű
5. rendű	0,01-0,1 millió év	3. rendű
6. rendű	<0,01 millió év	

Az 1-3.-rendű szekvenciák adják a *szekvenciasztratigráfia* kutatási területét. Megfelelő földtani adottságok esetén kimutathatók 4. és 5. rendű, ún. paraszekvenciák is, amelyek létrejöttében a Milankovics-ciklus hatása érvényesül. Ezen a szinten kapcsolódik egymáshoz a szekvenciasztratigráfia és a ciklussztratigráfia.

Az üledékképződés jellegét, módját, sebességét és vastagságát alapvetően a tektonikai mozgások, az euszatikus és a klimatikus változások együttes hatása szabja meg.

Abszolút kormeghatározás (geokronometria)

A valódi földtörténeti idő megállapítására történtek korai próbálkozások. Ezeknek két fő kiindulási alapjuk volt: az egyik az élővilág változási sebességének, a másik az üledékképződés sebességének a becslése. Mindezek alapján legalább százmillió évekre tették a Föld korát.

KELVIN azt számította ki, hogy mennyi idő alatt hűl le egy Föld nagyságú, izzó vasgolyó olyan mértékig, hogy a Föld jelenlegi hőállapotának megfelelően. Mindössze 25-40 millió évet kapott eredményül. Ezt a geológusok – maga DARWIN is – csalódással fogadták. Ma már ismerjük a neves fizikus tévedésének okát. Nem volt tudomása a radioaktív bomlásról és az általa termelt hőről. Később éppen ez a fizikai folyamat vált pontos időmérő eszközzé a geológusok kezében.

Radiokronológia

Mivel a radioaktív bomlás egyirányú folyamat, a felezési idő állandó, ezért a kiindulási és a bomlási végtermék arányának analitikai meghatározásával, valamint a felezési idő ismeretében kiszámítható a radioaktív bomlás kezdetétől eltelt idő (t):

$$t = \frac{T_{1/2}}{0,693} * \log_e \left(1 + \frac{N_D}{N} \right)$$

ahol $T_{1/2}$ a felezési idő,
 N_D a radiogén végtermék mennyisége
 N az összes radiogén atom száma

Az összefüggés azonban csak a következő két feltétel teljesülése esetén alkalmas abszolút kormeghatározásra:

1. a kőzet, illetve a kérdéses ásvány a keletkezésének (megszilárdulásának) pillanatában nem tartalmazott bomlási végterméket,

2. a bomlási végtermék mennyisége az ásvány keletkezése óta a radioaktív átalakuláson kívül más forrásból nem gyarapodott és nem is szenvedett veszteséget. (A nem radiogén gyarapodás a valóságos korhoz képest öregítené az ásványt, a veszteség pedig fiatalítaná.) Mivel a valóságban ez a két feltétel gyakran nem teljesül, ezért a kormeghatározások során általában különböző korrekciókat kell alkalmazni.

A radiometrikus kor meghatározására leggyakrabban a táblázatban szereplő radioaktív izotópokat használjuk fel. Az igen különböző felezési idők sejtetik, hogy a különböző bomlási sorok különböző korú képződmények meghatározására alkalmasak.

instabil izotóp	stabil leányelem	felezési idő (év)
${}_{92}^{238}\text{U}$	${}_{82}^{206}\text{Pb}$	$4,5 \cdot 10^9$
${}_{92}^{235}\text{U}$	${}_{82}^{207}\text{Pb}$	$7,1 \cdot 10^9$
${}_{90}^{232}\text{Th}$	${}_{82}^{208}\text{Pb}$	$1,39 \cdot 10^{10}$
${}_{37}^{87}\text{Rb}$	${}_{38}^{87}\text{Sr}$	$4,98 \cdot 10^{10}$
${}_{19}^{40}\text{K}$	${}_{18}^{40}\text{Ar}$	$1,18 \cdot 10^{10}$
${}_{6}^{14}\text{C}$	${}_{7}^{14}\text{N}$	5730
${}_{1}^3\text{H}$	${}_{2}^3\text{He}$	12,26

Az urán-ólom, a tórium-ólom, a rubídium-stroncium és a kálium-argon módszer jól bevált időse kőzetek korának mérésére. A radiokarbon ($C14$)- módszert elsősorban szerves maradványok korának meghatározására használhatjuk kb. 50.000 évre visszamenően. Elsősorban a földtörténeti negyedkor (a kvarter)

-kutatás és a régészet használja.

A trícium-módszer a ${}^3\text{H}$ rövid felezési ideje miatt fiatal, legfeljebb 100 éves anyagok (főleg vizek) kormeghatározására alkalmas.

Az elterjedt kálium-argon kormeghatározás pontosságát több körülmény korlátozza. Elsősorban az, hogy a kálium és az argon mennyiségének a meghatározása egymástól lényegesen eltérő módszerekkel történik. Ezért dolgozták ki a kálium-argon módszer továbbfejlesztéseként az argon-argon kormeghatározási módszert. Ennek során a vizsgált mintát nukleáris reaktorban gyors neutronokkal besugározzák. A természetes kálium 93,3 %-át kitevő stabil K^{39} atomok egy része a besugárzás során gyors neutronot elnyelve és protont kibocsátva Ar^{39} izotóppá alakul, amely a természetben nem fordul elő. Így az Ar^{40} és az Ar^{39} aránya az azonos tömegspektrográfias mérés segítségével jóval pontosabban meghatározható, mint a kálium-argon módszer során a teljes kálium-mennyiség és az Ar^{40} aránya. Így a szükséges korrekciók elvégzése után a K^{40} és az Ar^{40} arányának a meghatározása is sokkal pontosabb lesz.

Az argon-argon kormeghatározási módszer egyaránt jól működik millió éves és milliárd éves kőzetekre, sőt, jól vizsgázott az előemberi leletek vizsgálatában is! A Berkeley egyetem kutatói 1997-ben megvizsgálták a módszer használhatóságát egészen rövid, évezredek időtávlatban is. A Pompeiben lerakódott vulkáni horzsakő korát 1925 ± 94 évesnek találták, ami döbbenetes pontossággal megegyezik a *pliniusi* feljegyzés alapján ismert – 1997-ben – 1918 éves tényleges korrall.

Biokronometria

A biosztratigráfián alapuló biokronológia mellett kialakult a szintén abszolút értékekben, években számoló biokronometria tudományterülete is. A régészeti gyakorlatban régóta használt módszer a dendrokronológia. A több ezer évig élő fenyők és az egymást átfedő élettartamú leletek alapján több mint hétezer évre visszamenően felderítették a különböző ritmusú évgyűrűk sorrendiségét. Ezt a sorozatot etalonként használva egy famaradvány pontos kora meghatározható – feltéve, hogy nem idősebb a fenti értéknél. Ezért a geológiában nem használható a dendrokronometria.

A sztramatolitok a cianobaktériumok élettevékenysége során létrejövő üledékszerkezet. Az élettevékenység fényhez igazodó, napi ciklusa sokak szerint tükröződik a sztramatolit mikroszerkezetben. Eszerint egy mikroréteg egy napnak felel meg. Ugyanez a korallok esetében is megfigyelhető. Ráadásul az éves (vagy évszakos) változások hatása is megjelenik a „rétegek” vastagságában. Így a korallok tanulmányozása alapján kimutatható volt, hogy a paleozoikum kezdetén egy év 420 nappól állt. Azóta tehát – elsősorban a Hold árapálykeltő hatására – a Föld forgási sebessége lassult.

Fission track (hasadás-nyom) kormeghatározás

A *fission track* kronometria alkalmas eszköz például egy terület lepusztulási vagy a betemetődési sebességének, idejének a meghatározására. Több módszer van erre, amelyek általában hőmérséklet-érzékeny izotópok adataira támaszkodnak, és feltételezik, hogy a kiemelkedés és erózió következtében az alsó rétegek hőmérséklete is csökkent. A radiometrikus kor adja meg azt az időt, amikor az anyakőzet lehűlt a *bezáródási hőmérsékletre*. A bezáródási hőmérséklet felett regenerálódnak az ásványok rácshibái, alatta megmaradnak. A bezáródási hőmérséklet függ a kiindulási és keletkező izotópok arányától és a befoglaló ásványtól. Minden ásványnak van egy hőmérsékleti tartománya, amelyre érzékeny (pl. 80-120°C az apatit és 200-300°C a cirkon). A hasadásnyom az urán természetes bomlása során keletkezik, ami sérülést okoz a kristályrácsban. Ez általában 16 mikron hosszúságú és hidrogénfluoridos étetéssel lehet láthatóvá tenni. A hasadásnyomok mérésére erős nagyítású optikai mikroszkópot használnak. A hasadások számából lehet következtetni a keletkezés óta eltelt időre.

A hasadásnyomok idővel egy minimális hosszúságig rövidülnek. Ez egy másik lehetőség a kronometriai értékelésre. Minden nyomnak hűlési története van, ami viszonylag állandó sebességgel zajlik. A hűlés a mértéke az elfedettségtől a befedettségtől való változásának. Az apatitot az alacsonyabb bezáródási hőmérséklete és hőmérsékletváltozás-érzékenysége teszi alkalmassá a lepusztulás és betemetődés pontosabb mérésére.

Az ún. *kozmozogén izotópok* használata a kronometriában csupán néhány évre tekint vissza. Az alapfelgondolás az, hogy a kőzetek felszínét érő kozmikus sugárzás átalakulást indukál. Az átalakulás mértéke jelzi a *kitettségi időt*, vagyis azt, hogy a vizsgált kőzetet hány éve éri a sugárzás. Segítségével például igen pontosan meg tudták határozni a Duna-teraszok korát a Börzsönyben és a Dunazug-hegységben.

Hogyan támogatják egymást a különféle kormeghatározási módszerek?

A geológusok gyakran mondogatják: szegény ember vízzel főz. Arra utalnak ezzel, hogy a végcél, egy terület földtani fejlődéstörténetének megismerését hiányos, gyakran átalakult, eredeti helyzetéből kimozdított képződmények alapján kell elvégeznünk. Ennek a szép és nehéz munkának a megvalósításához minden apró információt ki kell nyernünk a kőzetekből, és azokat együttesen kell értékelnünk. Ez történik a kormeghatározás során is, hiszen nincs minden rétegben vezérvőkövet, nem határozható meg akármelyik kőzetnek a radiometrikus kora, nincs minden rétegsorban utalás a ciklusokra.

Az aprólékos munka során tehát olyan hivatkozásokat teszünk más kutatási eredményekre, amelyek a laikus számára félreérthetőek lehetnek. Félreértés, vagy jogos kifogások? Nézzük a vádat:

„A kormeghatározási módszerek meglehetősen bizonytalanok. A leleteket olykor a kőzetréteg alapján, a réteget pedig a benne talált lelet alapján datálják... Az ilyen kölcsönös hivatkozás teljesen bizonytalanná teszi a fossziliák korát.”

A vád első két mondata teljességgel igaz. A fossziliák ugyanis nem hordanak magukkal születési anyakönyvi kivonatot és a radiometrikusan meghatározott korokhoz mindig odairja a

fizikus: +/- ennyi meg annyi millió (!) év. Vagyis a kormeghatározási módszerek bizonytalanok. A geológia jó kétszáz éve törekszik arra, hogy ez a bizonytalanság minél kisebb legyen. Nem is olyan régen még arról vitatkoztak a szakemberek, hogy a Föld kora huszonöt, vagy több százmillió év, ma azt próbálják eldönteni, hogy 4,5 vagy 4,6 milliárd éves. Az első esetben a hiba legalább 400 %, az utóbbiban 2,2 %! Vagyis tagadhatatlan, hogy minden bizonytalanság ellenére egyre pontosabb a kormeghatározás.

Az is igaz, hogy a leleteket olykor a kőzetréteg alapján, a réteget pedig a benne talált maradvány alapján datáljuk, de azért nem szabad a geológusokról olyan butaságot feltételezni, hogy ezt ugyanazzal a réteggel teszik. A módszer lényege, hogy ha sikerül egy réteg abszolút korát radiometrikusan megmérni, akkor a meghatározott kor az abban a rétegben, vagy az azzal egyidős rétegben talált ősmaradványra is érvényes. Mivel egyes magmás eredésű ásványok kora határozható meg a legpontosabban, szerencsések vagyunk, ha például egy üledékes rétegsorba települt vulkáni tufából tudunk biotitot gyűjteni. Ebből meghatározva a tufa korát – zavartalan, konkordáns településű rétegsor esetén – kijelenthetjük, hogy ezzel a közvetlenül a tufa alatt települő üledékben talált vezérvüület korát is megismertük. Ezután már nem kell mást tennünk, mint alkalmazni a SMITH mérnök által háromszáz éve tett megfigyelésre épülő biosztratigráfiai módszert: minden olyan rétegre elfogadjuk/kiterjesztjük a megismert radiometrikus kort, ahol megtaláljuk ugyanazt a vezérvüületet.

Tehát a vádpont harmadik mondata téves, kölesönös hivatkozásról szó sincs. Nem is lehet, mert csupán egy fosszília alapján, még ha vezérvüület is, a paleontológus-sztratigráfus soha nem merészelt abszolút kort mondani, erre semmiféle lehetősége nem volt – a radiometrikus módszer megismeréséig.

Az abszolút kormeghatározási és a biosztratigráfiai módszerek másként is kiegészítik egymást. Kellően sok radiometrikus mérés alapján kiderült, hogy egyes, gyors evolúciójú csoportokban mennyi az átlagos fajképződés ideje. Ezt fölhasználva olyan ősmaradvány-tartalmú rétegsorok korát is becsülni tudjuk, amelyekben csak egy szintben fordul elő datált vezérvüület.

Természetesen valamennyi – relatív és abszolút – kormeghatározási módszert együtt használjuk, ahányra egyáltalán lehetőségünk nyílik. Radiometrikusan nem csak egy vezérvüületet tartalmazó réteg korát határozhatjuk meg, hanem egy üledékes szekvenciáét vagy egy ciklus kezdőtagját is. Hasonlóképpen itt is kiterjeszthetjük a kort ugyanannak a szekvenciának vagy ciklusnak minden előfordulására.

A földtörténeti rekonstrukció módszerei

A földtörténet megismerése a kőzetek sokrétű vizsgálatára épül. Az ezekből származó információkat kiegészíthetjük csillagászati és egyéb extraterresztrikus eredetű ismeretekkel, valamint laboratóriumi kísérletekre alapozott elgondolásokkal. A rekonstrukcióban jelentős szerepe van az *aktuológiai* gondolkodásmódnak.

A vizsgált kőzetből kiolvasható történeti eseményeket el kell helyoznünk egy időskálán. A *geokronológia* és – *kronometria* fentebb ismertetett módszerei segítségével meghatározzuk a kőzet korát. Ehhez meg kell határoznunk, hogy az adott időszakban a vizsgált terület hol helyezkedett el a Föld felszínén, hiszen tudjuk, hogy a lemeztektonikai mozgások következtében több ezer kilométeres elmozdulások is lehetségesek. Az egykori helyzet meghatározását teszi lehetővé a *paleomágneses* vizsgálat. A magnetosztratigráfia módszeréből tudjuk, hogy irányított mintából meghatározható a mágneses pólusok egykori helyzete. Ezen túlmenően mérhető a deklináció és az inklináció értéke is, vagyis meghatározható a szélességi kör, amelyen a vizsgált minta a keletkezés pillanatában tartózkodott. Kellő számú kőzetminta paleomágneses mérése alapján rajzolták meg a litoszféramezek mozgásait. Ez a munka jelenleg is folyik, hiszen a kisebb lemeztektonikai egységek, a mikrolemezek, a terréniumok mozgásmechanizmusát még nem ismerjük kellő részletességgel.

A *kőzettani bélyegekből* számos információt kiolvashatunk a képződés környezeti viszonyairól. Például 3,8 milliárd éves párnalávákból következtethetünk arra, hogy ekkorra már kicsapódott a víz a légkörből. A *rétegzettség* éghajlati, – a hőmérsékletben vagy a csapadékviszonyokban bekövetkezett – változásokat tükröz. A *kőzetszövetből* vagy *felületi jelenségekből* eljegesedésre következtethetünk. A legtöbb információt természetesen az üledékes kőzetekben megőrződött *fossziliák* nyújtják. Az egykori tengeri élővilág maradványaiból kiolvasható a hőmérséklet, a sótartalom, a vízmélység, az áramlási viszonyok változása. A szárazföldi környezetre a pollenek szolgáltatnak adatokat, főként a hőmérséklet és a csapadék változásairól. Az ásványok vagy a fossziliák *izotóp-összetétele* általában pontos, számszerű

értéket ad bizonyos környezeti tényezőkre. Például a bór mennyiségéből az egykori sótartalomra következtethetünk. A stroncium izotóparányból meghatározható a bazaltok származási helye, mély- vagy sekélyköpeny eredete. Az oxigén 18-as tömegszámú izotópjá kiváló paleohőmérő, ugyanis a nehezebb izotópok hidegebb vízben keletkezett üledékben jobban dúsulnak, mivel a könnyebb izotópokból felépülő vízmolekulák könnyebben elpárologtak.

Magyarország nagyszerkezeti képe

Magyarország felszínét többnyire fiatal üledékes- és vulkáni kőzetek fedik. A több ezer m mélységben húzódó medencealjzat szerkezetéről geofizikai módszerekkel és fúrásokkal nyerünk információkat.

Magyarország alatt a földkéreg vastagsága 23-27 km. A kéreg elvékonyodását valószínűleg köpenybeli mélyáramlások hozták létre. Az elvékonyodás miatt a geotermikus gradiens kb. 20 m/C°, ami hévforrásaink és gyógyvizeink magas hőmérsékletét okozza.

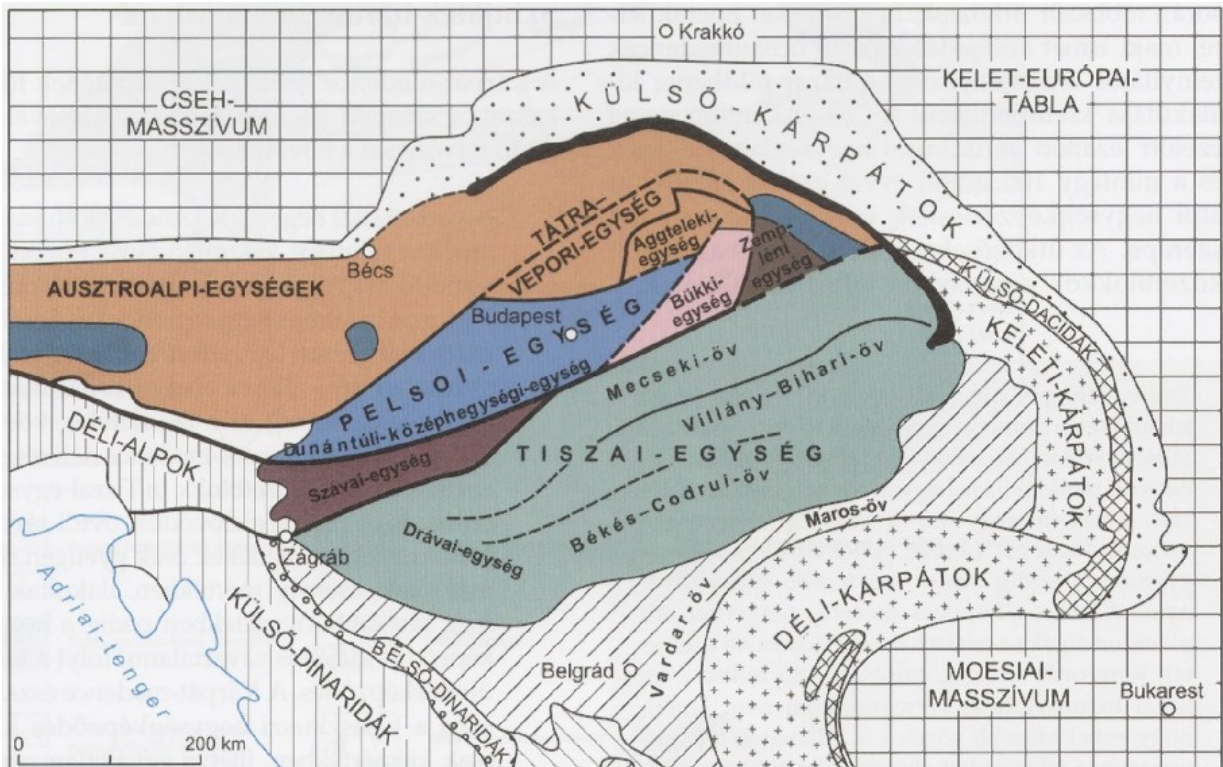
A Zágráb-Kaposvár-Sátoraljaújhely vonalában húzódó fő szerkezeti vonal az országot két eltérő földtani fejlődésű részre osztja, melyek több szerkezeti elemből épülnek fel. Az ÉNy-ra eső rész kőzetei afrikai (D-alpi, dinári), a DK-re eső részé eurázsiai rokonságot mutatnak. A két kéregdarab elemei az elmúlt 300 millió év során, több száz km-es elmozdulással kerültek jelenlegi helyükre.

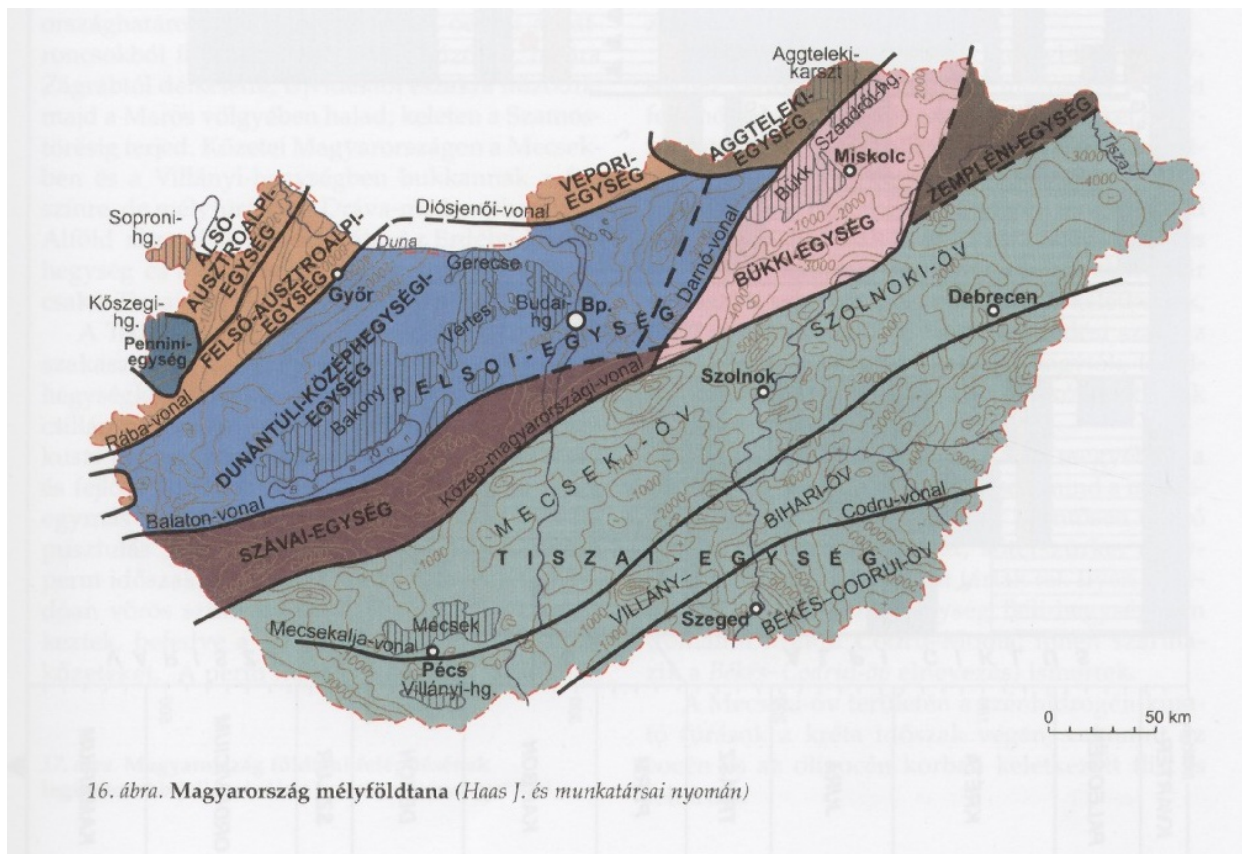
A szerkezeti elemek fejlődésében 3 időszak különíthető el: preneogén, miocén és pannon-pleisztocén.

Preneogén (miocén előtti) szerkezetalakulás: a variszkuszi hegységképződés által igénybevetett felső prekambriumi, paleozóos és mezozóos kőzetek a kréta-paleogén során lemezszilánkok formájában eredeti keletkezési helyükről több száz kilométert vándorolva jelenlegi helyükre kerültek. Közben takarós áttolódások, laterális elmozdulások és blokkos elfordulások jöttek létre.

Miocén szerkezetalakulás: Az eltérő eredetű és felépítésű, horizontális elcsúszásokkal egymás mellé került preneogén lemezdarabokat árokrendszer forrasztotta egybe. A folyamatot vulkanizmus kísérte.

Pannon-pleisztocén szerkezetalakulás: a környező fiatal, emelkedő hegységívek között kialakult a folyamatosan süllyedő, nagy vastagságú üledékekkel feltöltött Pannon-medence.





A MAGYARORSZÁGI PALEOZOIKUM

A felső-prekambriumi és paleozóos kifejlődések közötti-öslénytani-tektonikai jellegük és ősföldrajzi kapcsolataik alapján a következő nagyszerkezeti egységekre sorolhatók:

Ausztróalpi nagyszerkezeti egység:

- Soproni és Fertőrákosi metamorfitek
- Rábamenti metamorfitek

Magyar-középhegységi nagyszerkezeti egység:

- Dunántúli középhegységi szerkezeti egység
- Igali (Középdunántúli) szerkezeti egység
- Borsodi szerkezeti egység

Kárpáti nagyszerkezeti egység

- Vepor egység
- Aggtelek-Rudabányai hegységi egység

Tiszai nagyszerkezeti egység:

- Zempléni szerkezeti egység
- Dél-dunántúli szerkezeti egység
- Alföldi kristályos aljzat

Magyarország földtani felépítésének, fejlődéstörténetének összefoglalását adják a litosztratigráfiai táblázatok (www.mafi.hu), amelyeket az ugyanott letölthető földtani térképekkel együtt érdemes tanulmányozni.