

SZEIZMOLÓGIA

Összeállította: dr. Pethő Gábor

Történeti bevezető

A XIX. század a rugalmasságtan elmélete szempontjából termékeny időszaknak bizonyult:

1821-22-ben adta meg **Navier** és **Cauchy** a rugalmasságtan alapegyenleteit és a rugalmasságtan elméletét.

Poisson 1830-ban bebizonyította, hogy homogén rugalmas közegben kétféle testhullám (longitudinális és transzverzális) létezik.

Stokes 1845-ben az összenyomhatatlansági és nyírási együtthatót vezette be.

1887-ben **Rayleigh** írta le a fél-tér felszínén terjedő lefelé felületi hullámot (Rayleigh hullám).

A XX. században:

A másik felületi hullám létezésének bizonyítása **Love** érdeme (1911).
Ugyanő végezte el a Föld sajátrezgéseivel kapcsolatos első számításokat is (1911).

Mechanikai értelemben merev, rugalmasan deformálható továbbá képlékeny testeket különböztetünk meg.

Földrengés a földkéregben és a köpenyben felhalmozódott feszültség hatására bekövetkező anyag tönkremenetel miatt jön létre, a felhalmozódott energia részleges felszabadulása miatt az energia a Föld belsejében és a felszínen tovaterjed. A szeizmikus hullámterjedés rugalmas közegben valósul meg, azaz a feszültség és alakváltozás között jó közelítéssel lineáris összefüggés van, így a földrengéstől távolabb a rezgésállapot megszűnte után a közeg eredeti alakját veszi fel. A hullámegyenletek a homogén izotróp közegben terjedő testhullámokra (longitudinális és transzverzális) adhatók meg. A levezetés során *a rugalmasan deformálható test mozgásegyenletét* kell felírni. (GYORSULÁSI ERŐ=KÜLSŐ ERŐK EREDŐJE, Newton II. törvénye, Hooke-törvény beépítése, új változók bevezetése)

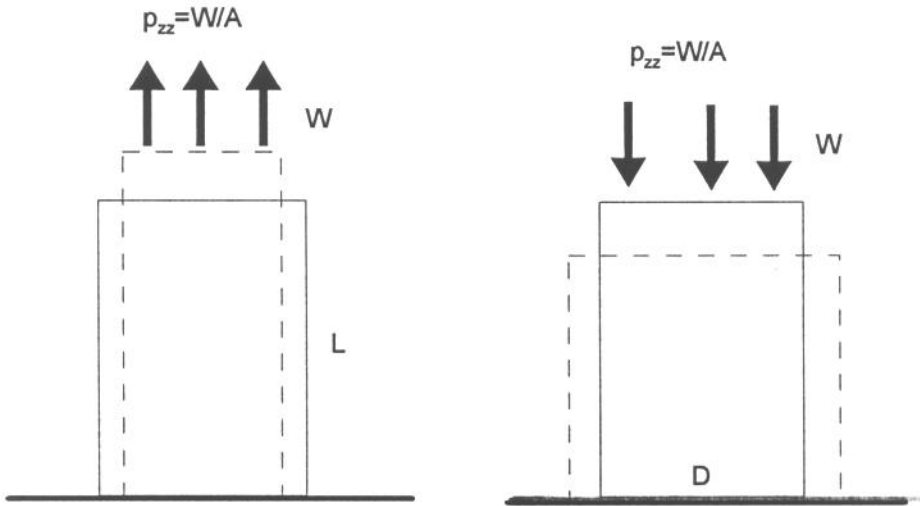
$$\frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2} = \frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \Delta \theta$$

**Longitudinális
hullám**

$$\frac{\partial^2 \vec{\psi}}{\partial t^2} = \frac{\mu}{\rho} \Delta \vec{\psi}$$

**Transzverzális
hullám**

Rugalmassági állandók (1)
Young modulusz (E) és Poisson szám (σ)



$$E = p_{zz}/e_{zz} \quad p_{zz} = W/A \quad e_{zz} = \Delta L/L$$

$$\sigma = \frac{\Delta D/D}{\Delta L/L}$$

A Young modulusz egyirányú húzás vagy nyomás mellett definiálható a feszültség és az alakváltozás hányadosaként.

A Poisson szám egyirányú húzás vagy nyomás mellett definiálható a relatív átmérő-változás és a relatív hosszváltozás hányadosaként.

A longitudinális és transzverzális hullám sebessége a közet sűrűsége mellett a Lamé állandóktól (λ és μ) függ. A Lamé állandók pedig a Young modulusz és a Poisson szám függvényei. Így elmondható, hogy a longitudinális és transzverzális hullám sebessége a közet sűrűsége mellett függ a rugalmassági állandóktól is.

$$\frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2} = \frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \Delta \theta$$

$$V_P = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}$$

$$\frac{\partial^2 \vec{\psi}}{\partial t^2} = \frac{\mu}{\rho} \Delta \vec{\psi}$$

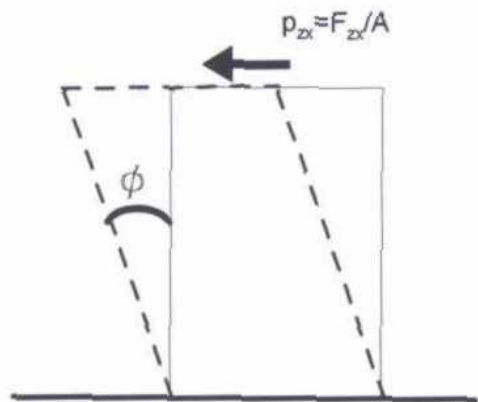
$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

$$\lambda = \frac{E}{(1 + \sigma)(1 - 2\sigma)}$$

$$\mu = \frac{E}{2(1 + \sigma)}$$

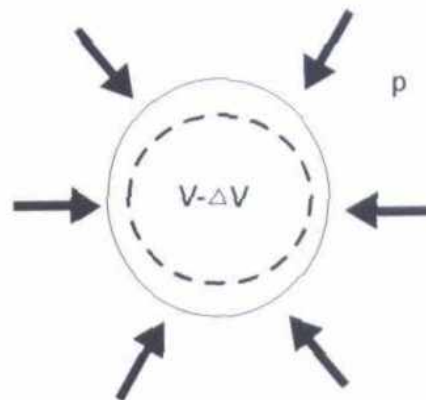
Rugalmassági állandók (2)

Szilárdsági (v. nyírási modulusz) (μ) és összenyomhatósági tényező ($1/K$)



$$A = D^2 \pi / 4$$

$$\mu = \frac{F_{zx} / A}{\Phi} = \frac{P_{zx}}{\Phi}$$



$$K = - \frac{P}{\Delta V / V}$$

A nyírási modulusz (μ) nyíróigénybevétel mellett adható meg: a hengeres próbatestnél a tangenciális erőhatás miatti nyírófeszültség (p_{zx}) és a szögváltozás (Φ) hányadosaként.

Az összenyomhatósági tényező hidrosztatikus nyomás mellett definiálható a nyomás és a relatív térfogatváltozás-változás hányadosaként. A K érték a térfogati rugalmassági tényező v. inkompresszibilitás. Ennek reciproka az összenyomhatósági tényező.

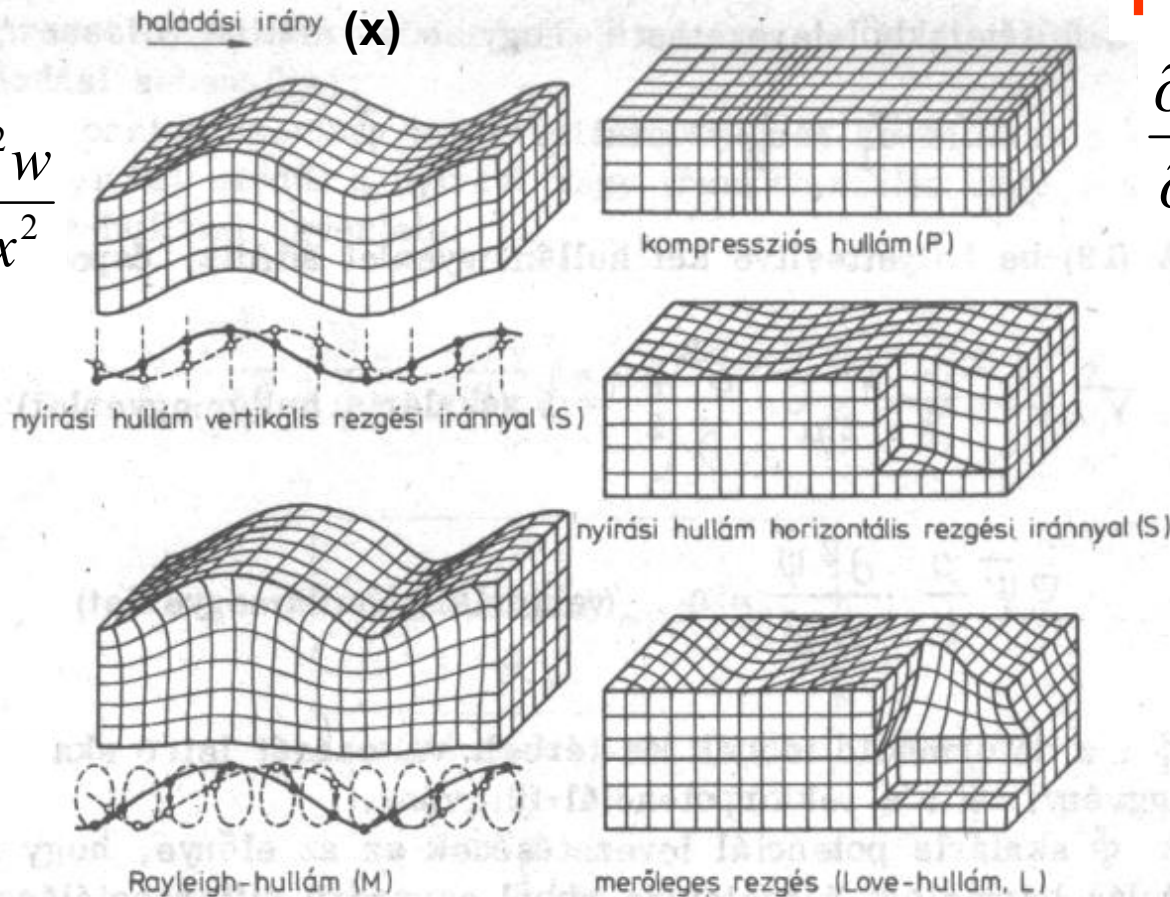
A megadott négy rugalmassági állandó dimenziója N/m^2 , kivéve a Poisson számét, mely dimenzió nélküli mehnnyiség. Kőzetekre a Young modulusz, nyírási modulusz és az összenyomhatósági tényező 10^{10} - $10^{11} N/m^2$ nagyságú.

A rugalmas hullám az x irányban halad, az elmozdulás vektor komponensei $\vec{u}(u, v, w)$.

A kompressziós és a nyírési hullámok a testhullámok, a Rayleigh és Love hullámok felületi hullámok.

SV

$$\frac{\partial^2 w}{\partial t^2} = \frac{\mu}{\rho} \frac{\partial^2 w}{\partial x^2}$$



P

$$\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \frac{\partial^2 u}{\partial x^2}$$

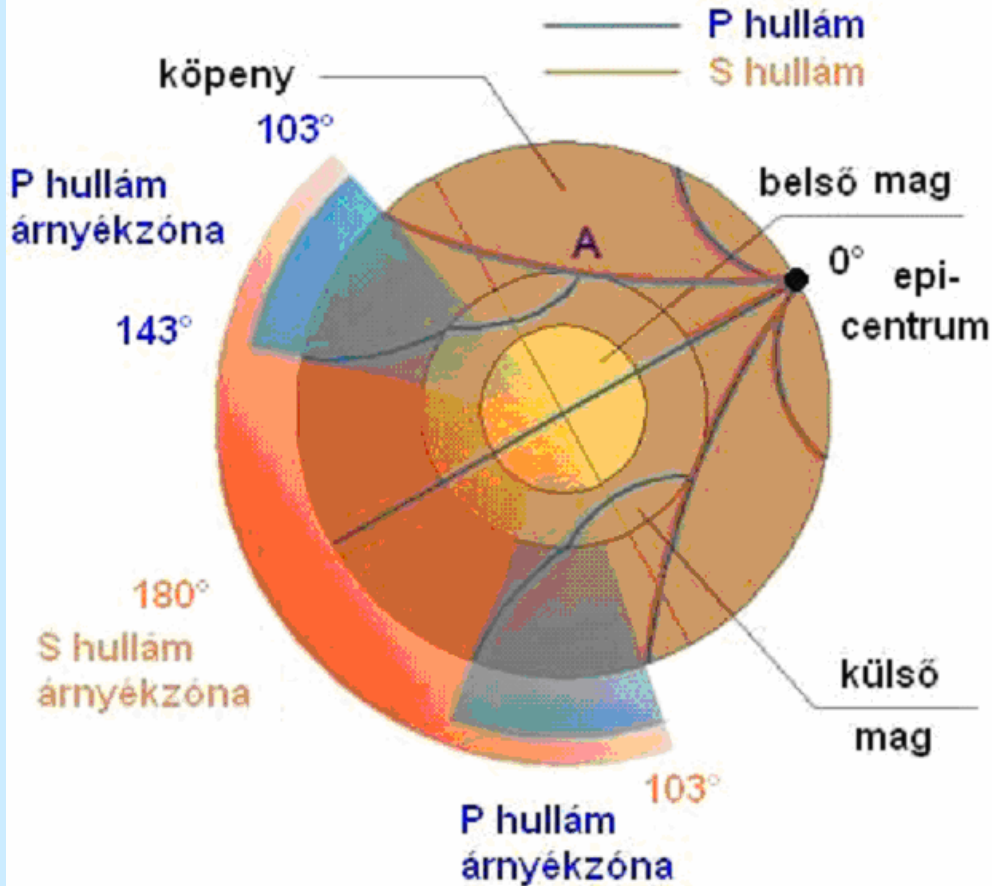
$$\frac{\partial^2 v}{\partial t^2} = \frac{\mu}{\rho} \frac{\partial^2 v}{\partial x^2}$$

P&SV

SH

Szeizmoszkóp-szeizmométer(földrengések megfigyelésének kezdetei)

- A kínai Chang Heng Kr.u.132-ben megszerkesztette az első szeizmoszkópot, mellyel nem csak a rengés tényét lehetett megállapítani, hanem az epicentrum irányára is lehetett következtetni. A kínaiak a nagyobb földrengésekről részletes feljegyzéseket készítettek már jóval az időszámítás előtt, a japánok pedig 1600-tól.
- Európában –Lisszabon közelében– 1755 november 1-én volt olyan földrengés, melynek utólag becsült magnitúdója 8,75 és több mint 70 000 volt a halálesetek száma. Ezt a földrengést még 2000km távolságban is észlelték, és a Földközi–tenger partjai mentén a tengerrengés (cunami) további pusztítást okozott.
- Az első szeizmométert (1875), mellyel a talajrészecskék időbeli elmozdulását regisztrálni lehetett, Cecchi fejlesztette ki. 1880-tól Milne, Gray és Ewing tokiói együttműködésének eredménye volt a horizontális szeizmográf kifejlesztése. Nagy távolságban (Japánban) kipattant földrengést 1889-ben mértek műszeresen először (Potsdam). A Wiechert által konstruált szeizmográfok (1903) később az egész világon elterjedtek.
- 1906-ban a San-Francisco-i földrengést már a Föld több, egymástól távol eső helyén tudták regisztrálni. Az 1906-os kaliforniai Szent András törésvonal menti földrengést követően Reid kidolgozta a tektonikai eredetű földrengések kialakulására vonatkozó, ma is elfogadott „rugalmas kiegyenlítődés” elméletét.
- Kövesligethy 1907-ben összefüggést vezetett le földrengések fészekmélységének meghatározására.



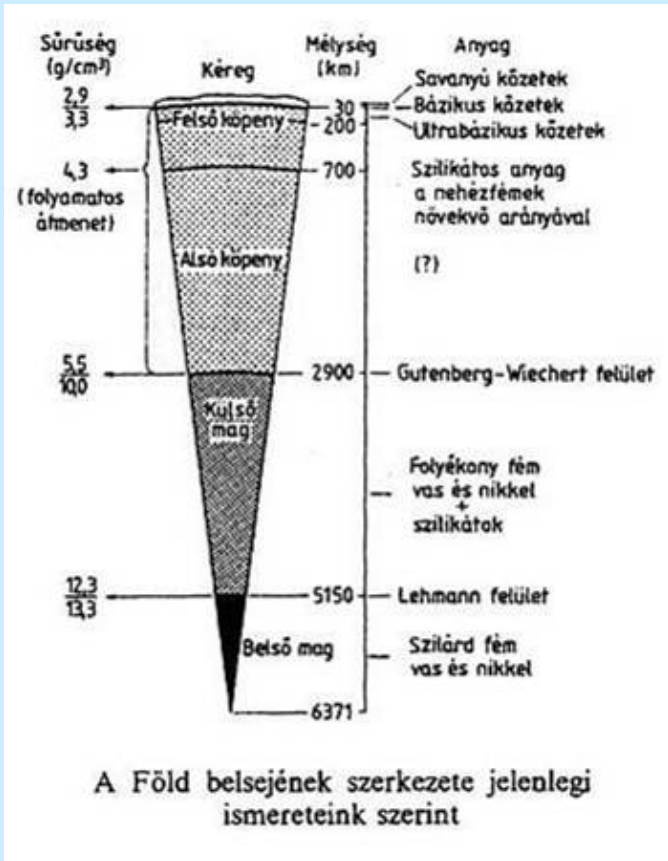
P árnyékszóna

$$\frac{\sin \alpha}{\sin \beta} = \frac{V_{kp}}{V_{mp}}$$

S árnyékszóna

A külső mag folyadékszerű kell, hogy legyen, mivel benne nyíróhullámok nem haladnak.

Wiechert (1897) feltételezte, hogy a Föld középső része nagy sűrűségű és fémes összetételű. Tőle származik a magot körülvevő köpeny elnevezés is. Oldham (1906) mérte ki először, hogy a Föld magjában egy kis sebességű zónának is kell lenni. Erre abból következtetett, hogy a földrengések fészkeivel átellenes oldalon lévő szeizmológiai obszervatóriumokba a longitudinális hullámok később érkeztek be, mint amit a 100⁰-nál kisebb epicentrális távolságú állomásoknál tapasztalt értékek alapján várt. Oldham a P hullám beérkezések árnyékszónájára is következtetett. Oldham feltételezéseit Gutenberg (1914) bizonyította be. Megállapította, hogy a P hullám árnyékszónája 105 és 143⁰ epicentrális távolság között jelentkezik. 2900km mélységben adta meg a földmag-földköpeny határfelület helyzetét.



Sárfalvi-Tóth, Nemerkenyi

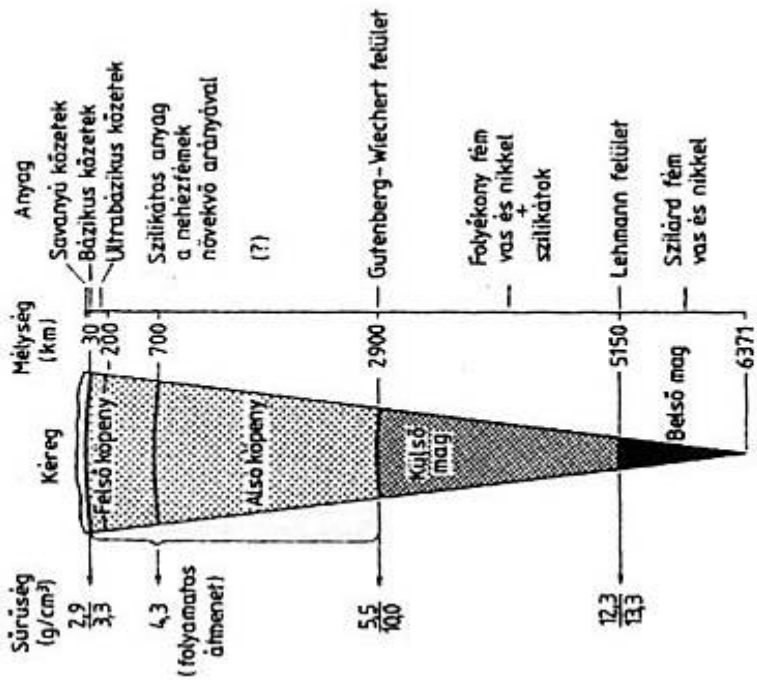
1925 - **Conrad** a Keleti Alpokban (Tauern) 1923-ban kipattant földrengésadatok feldolgozása - óta ismert, hogy a **kontinentális kéreg két részből áll: gránitos felső, gabbró összetételéhez hasonló alsó réteg**. A két felületet a **Conrad-felület** választja el.

Mohorovicic horváth geofizikus (és meteorológus) mutatta ki elsőként a **földkéreg és földköpeny közti határfelületet 1909. október 8-án** a **Kulpa-völgyi** földrengés hullámainak vizsgálatakor. Az epicentrumtól mintegy 200km-en túl azt tapasztalta, hogy a köpeny határfelületén haladó refraktált hullám megelőzte a direkt hullámot. A kéreg-köpeny határfelület mélységét 54km-nek számította ki, és megadta a sebesség növekedés mértékét is (5,6km/s-ről 7,9km/sec).

Gutenberg (1914) 2900km mélységben adta meg a földmag-földköpeny határfelület helyzetét, melyet **Gutenberg- Wiechert határfelületnek** nevezünk.

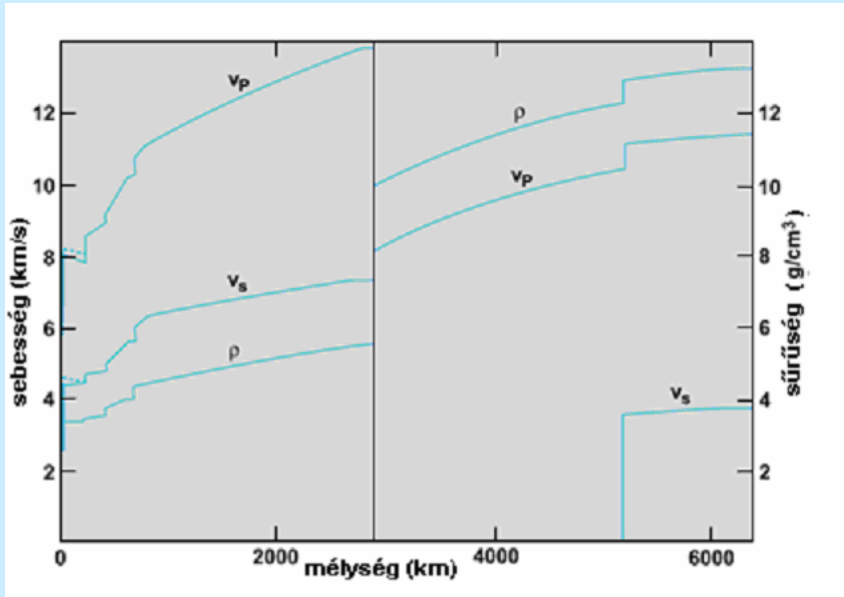
Lehmann dán szeizmológus vette észre 1936-ban, hogy a P hullám árnyékszónában kis amplitúdójú longitudinális hullámok regisztrálhatók. Ebből arra következtetett, hogy a mag belsejében a longitudinális hullámok terjedési sebessége lényegesen nagyobb, mint a mag külső részében.

A **Lehmann felület** a külső és a belső magot választja el egymástól.



A Föld belsejének szerkezete jelenlegi ismereteink szerint

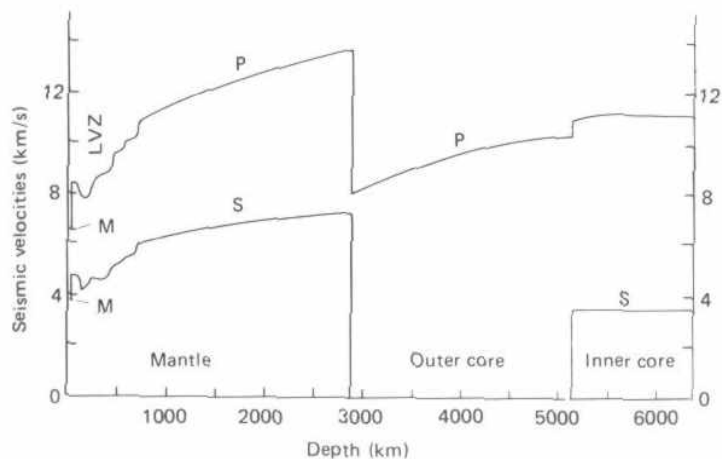
Sárfalvi-Tóth, Nemerényi



A kéreg és a köpeny felső részét foglalja magába a *litoszféra*. Az *asztenoszféra* vagy gyenge öv a litoszféra alsó határától kb. 700 km-es mélységig terjed, tehát lényegében a felső köpeny litoszféra alatti részét jelenti, melynek halmazállapota képlékeny, így lassú, folyásos alakváltozásra képes (LVZ), rajta úsznak a merev litoszféralemezek. A *mezoszféra* a földköpeny azon része, mely az asztenoszféra alatt és a külső mag között van. A köpeny és a mag között húzódik a *Gutenberg - Wiechert-féle felület*. 5100 km-es mélységben húzódik a *Lehmann-féle öv*.

P és S hullám sebesség és a sűrűség mélység szerinti változása, melyet az Ideiglenes Referencia Föld Modell (Dziewonski és Anderson, 1981) szemléltet.

A suggested model of velocity–depth distribution in the earth. M is the Moho discontinuity; LVZ is the low-velocity zone. (After Anderson and Hart, 1976.)

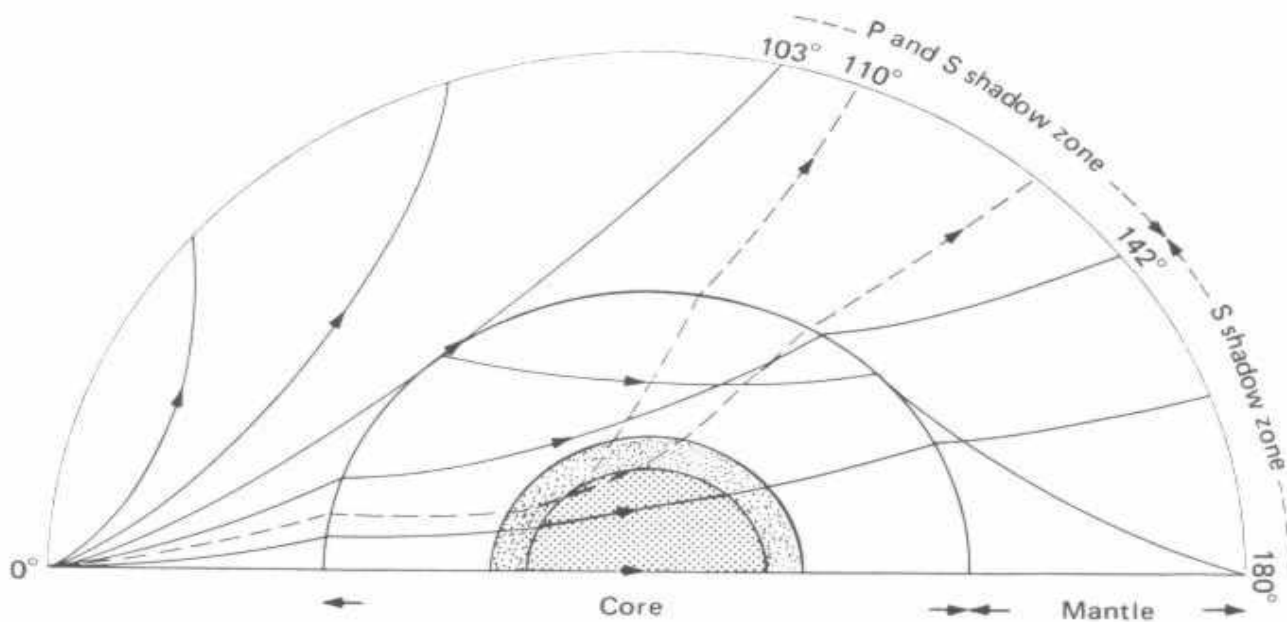


M :kéreg-köpeny hf..

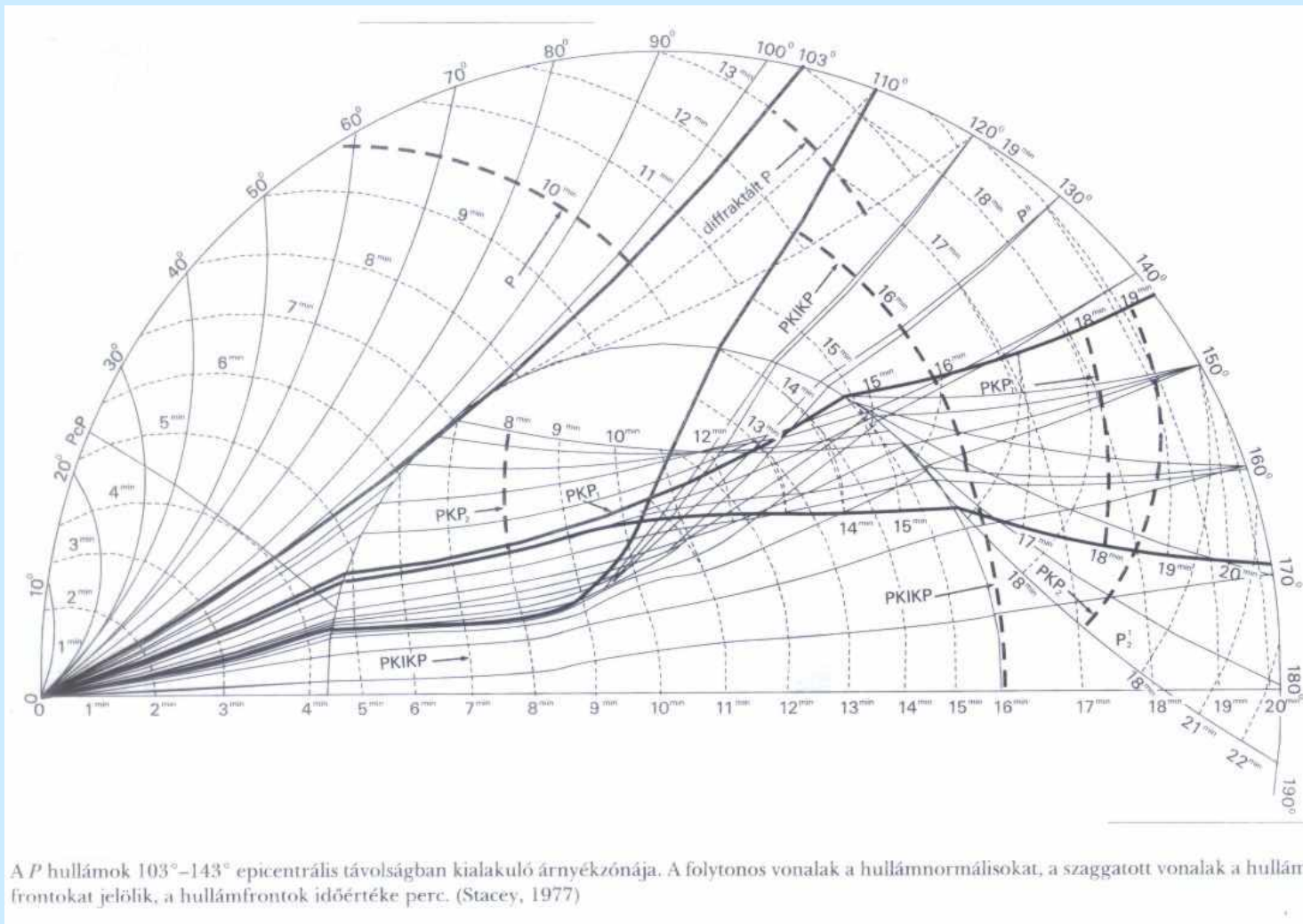
LVZ: a felsőköpenyben az asztenoszféra

2.9 km Gutenberg-Wiechert hf.,

**Lechman öv: 5-5.1 km
Belső-külső mag**

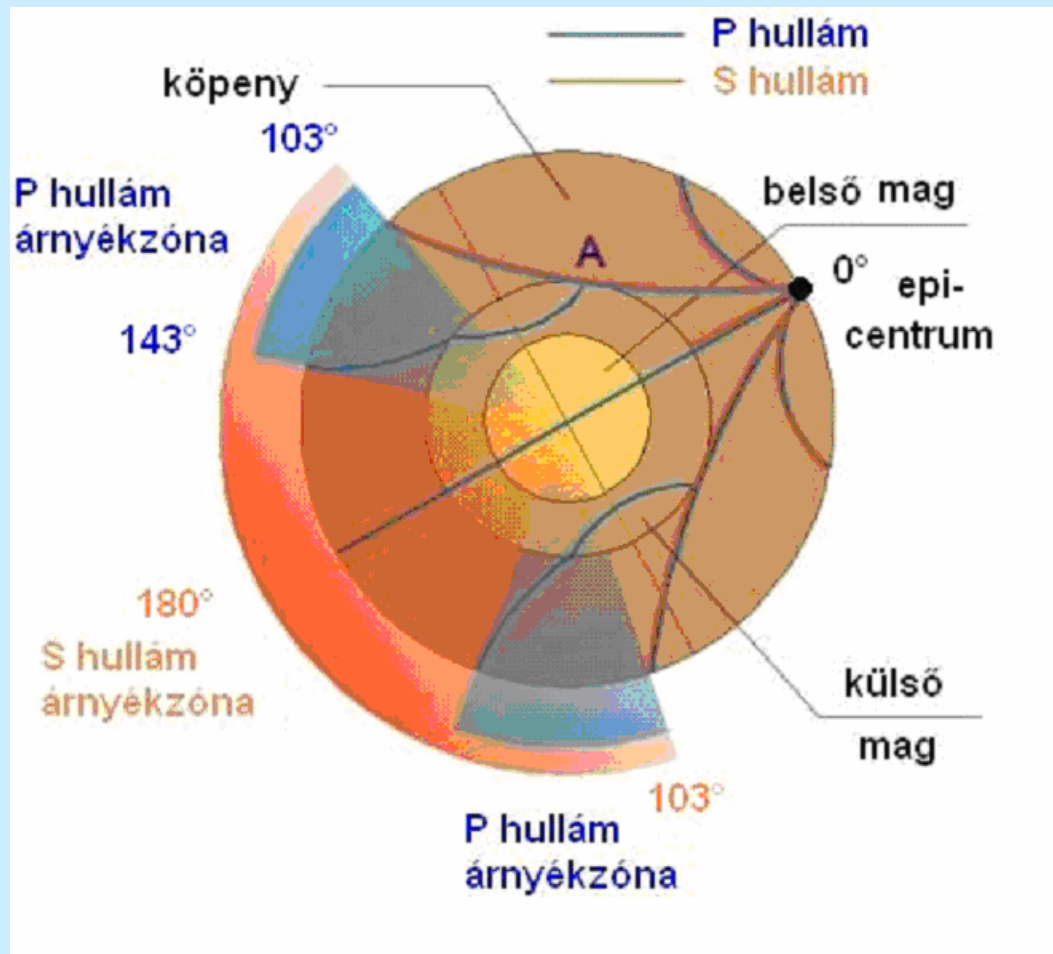


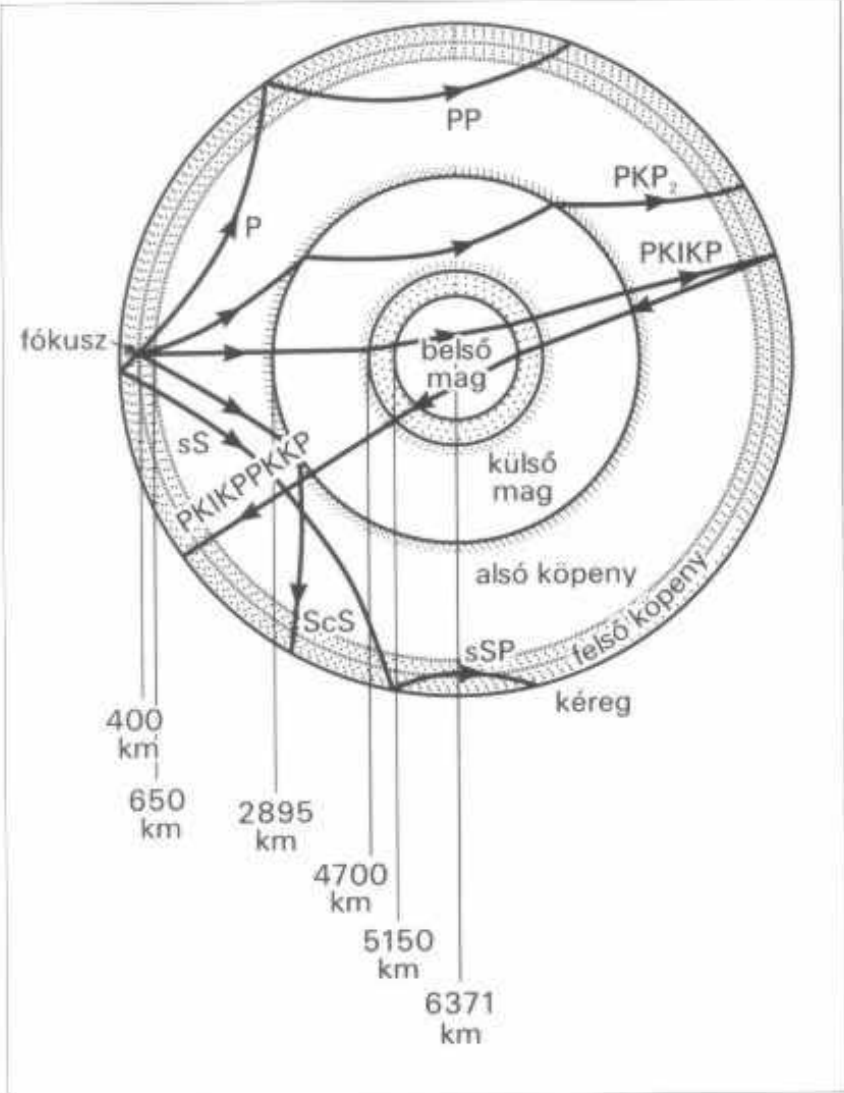
Selected P-ray paths and the core shadow zones for P and S waves.
(Based on Gutenberg, 1959.)



A hipocentrumból azonos időpontban de különböző irányban kiinduló hullámok T idő után az azonos idejű felületekig (izokrón) jutottak el. Az ábrán folytonos vonal a longitudinális hullámok terjedési útvonalát a szaggatott pedig az izokrón felületek metszéspontjait mutatja.

A Föld „átvilágítása” rugalmas hullámokkal





Az alsó köpenyben és a külső magban a hullámok sugari visszahajlanak, mert a két zónában egy fokozatos sebességnövekedés figyelhető meg.

c: a külső mag felszínéről reflektált h.

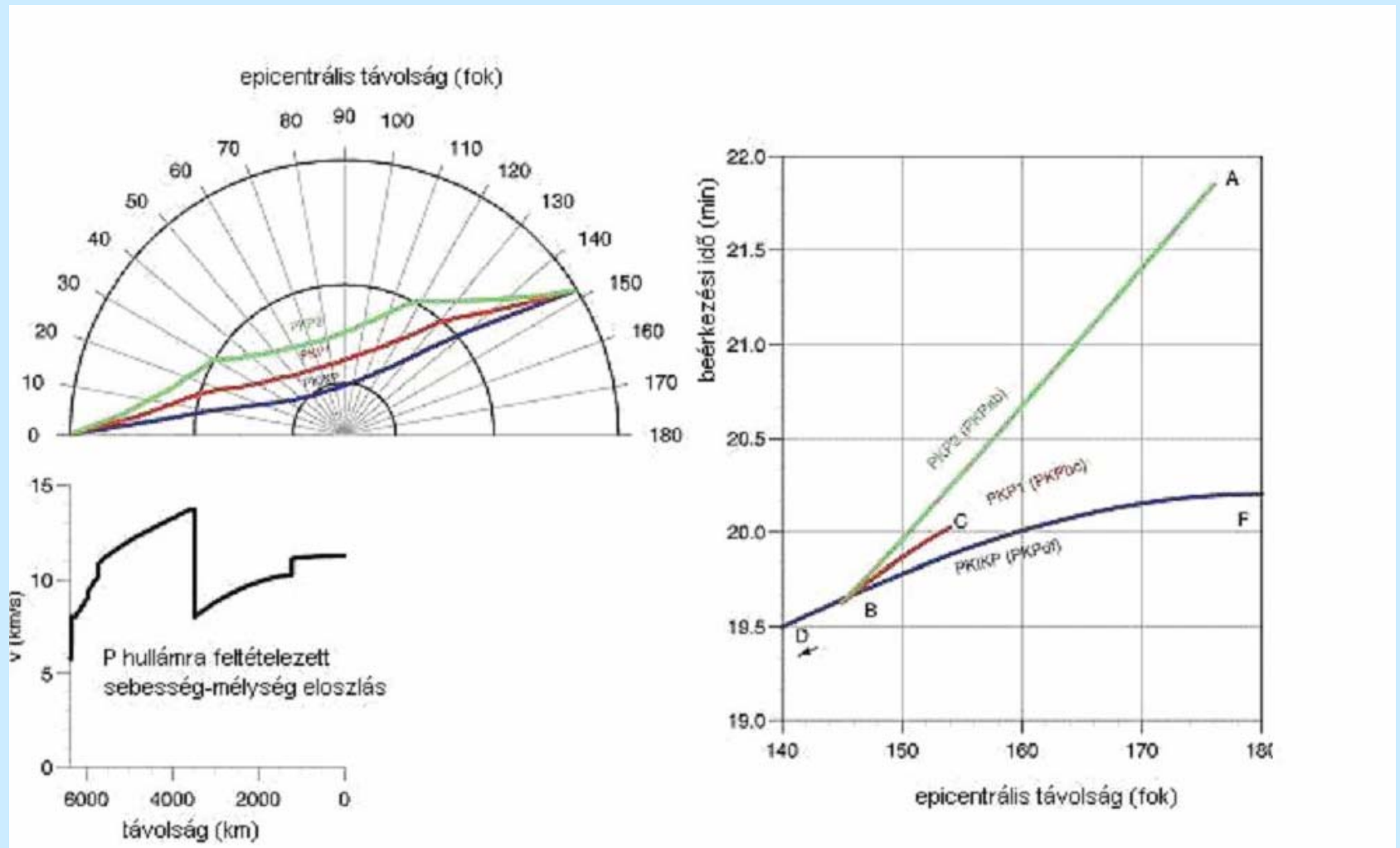
i: a belső mag határán reflektált h.

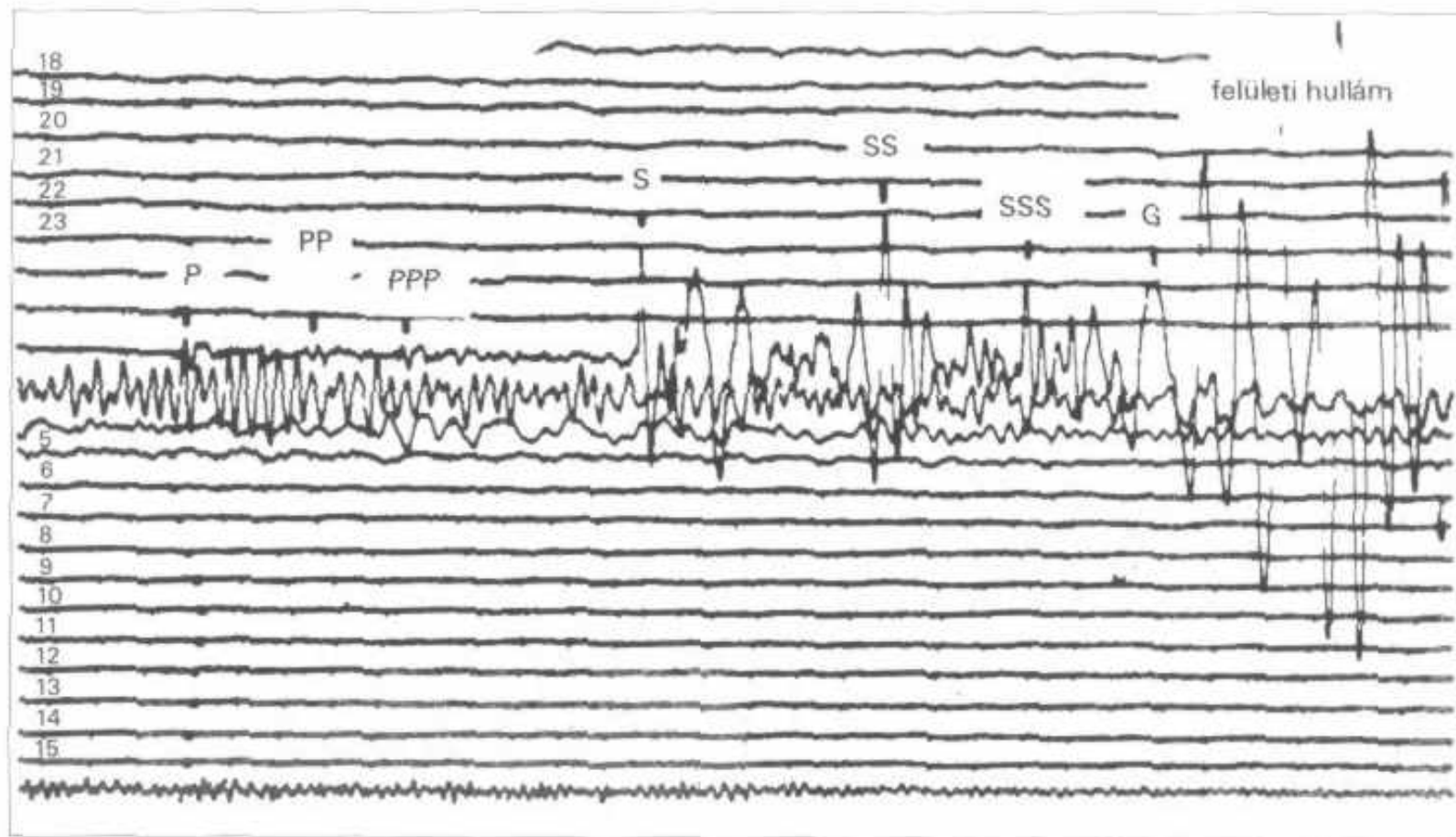
I: a belső magon áthaladó hullám

K: külső magban longitudinális hullámként terjed

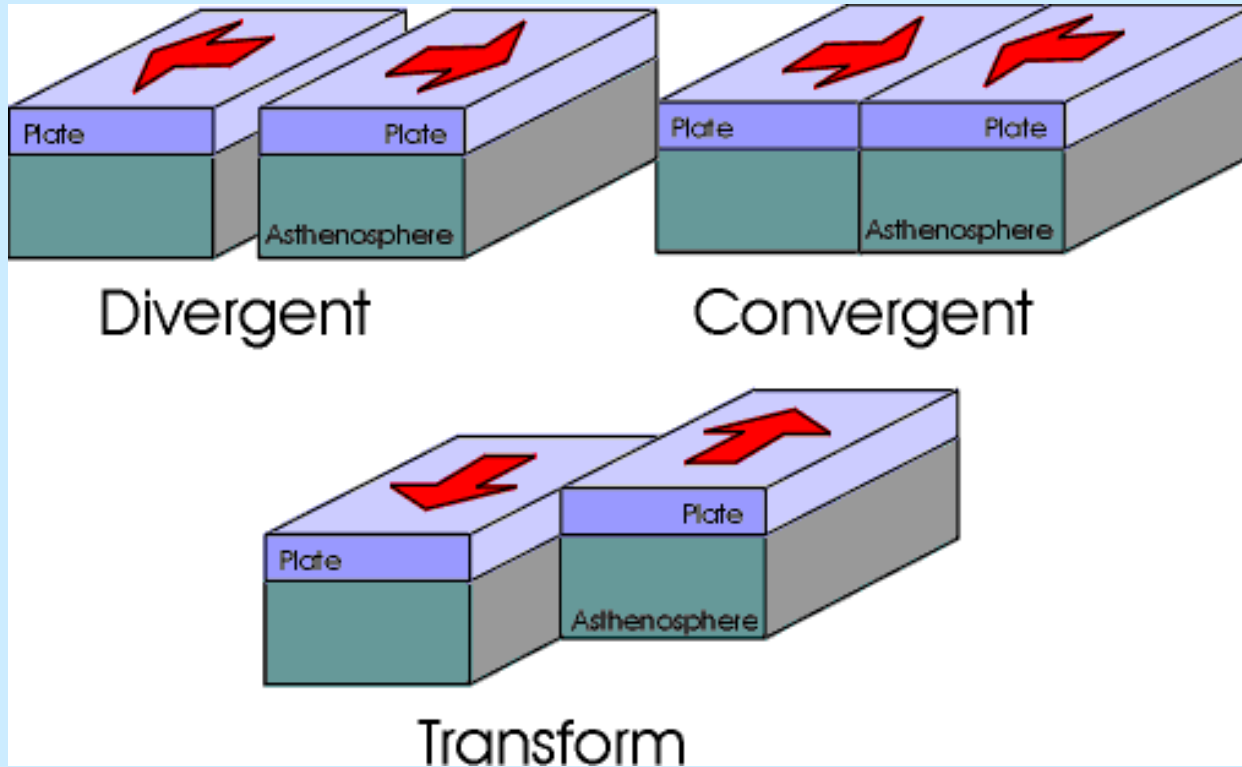
A földrengés fókuszából kiinduló *P* és *S* hullámok, ezeknek visszaverődése a Föld felszínén; törése és visszaverődése a külső és belső földmagon történő áthaladás során. (Stacey, 1977)

Belső- és külső magon áthaladó rugalmas hullámok az epicentrális távolság függvényében





A Törökországban, 1969. március 28-án kipattant, 6-os magnitúdójú földrengés szeizmogramja $\Delta=74,93^\circ$ epicentrális távolságban regisztrálva; a szeizmogram a *P*, *PP*, *PPP*, *S*, *SS*, *SSS* fázisok és a felületi hullámok (*G*) vertikális komponensét mutatja, a regisztrátumon lévő tüskék a perces időjeleket jelentik. (Garland, 1971)



Divergens lemezhatároknál a lemezek eltávolodnak egymáshoz képest. Óceáni területeken ilyen helyek az óceáni hátságok központi hasadékvölgye, kontinenseken pedig a hosszan követhető árokszerkezetek.

Konvergens lemezhatároknál a lemezek közelednek egymáshoz, és ha az egyik lemez óceáni (mely kisebb vastagságú és nagyobb sűrűségű, mint a szárazföldi) akkor az meghajlik és alátolódik a kontinentális lemez alá. Ha mindkét konvergens lemez kontinentális, akkor egyik lemez sem képes alátolódásra, hanem torlódásos (gyűrt-redős) szerkezeteket hoznak létre. Ezek a mai Földön a fiatal lánchegységek (pl. alpi-himalájai hegységrendszer).

Az egymás mellett elmozduló lemezek határánál elméletileg sem közeledés, sem távolodás nem jelentkezik, de a létrejövő törésvonal mentén az egymáshoz képest elmozduló lemezek között jelentős nyírófeszültség halmozódik fel, ami a kőzetek tönkremenetelekor felszabadul. Az oldalelmozdulásos (transzform) lemezhatárok közül a legismertebb a kaliforniai Szent András-törésvonal.

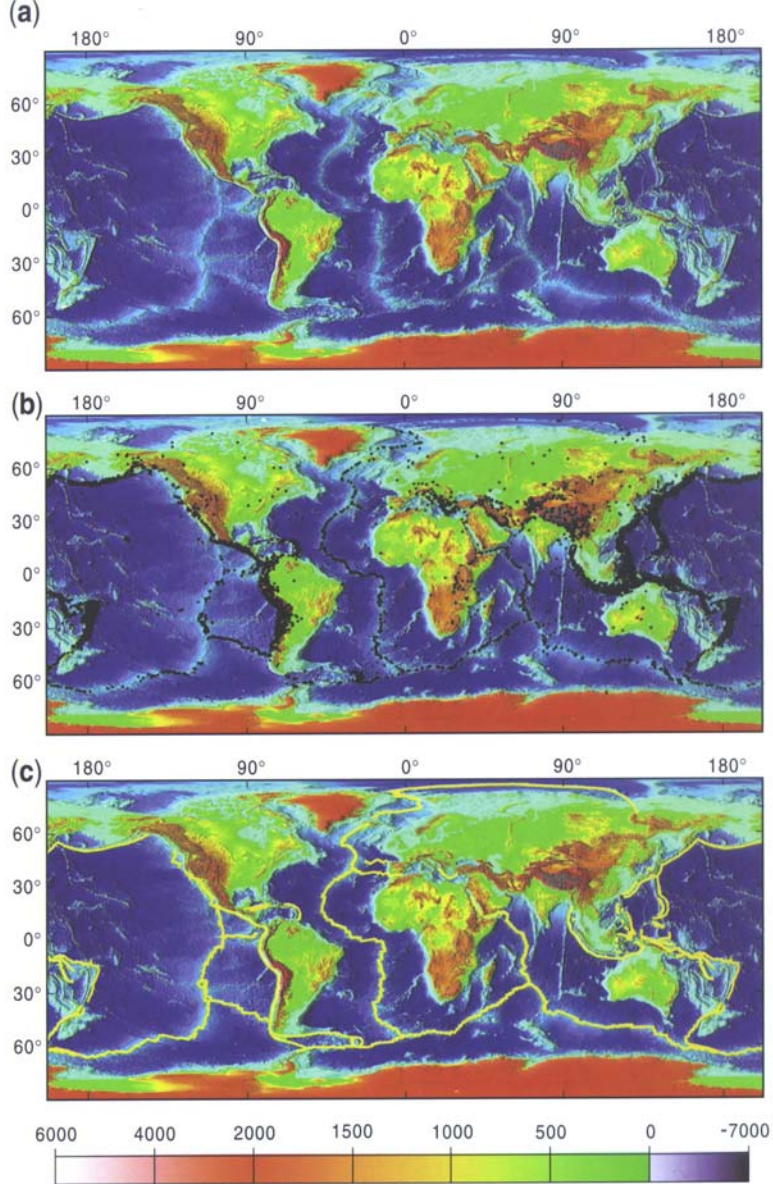


Plate 2. Global topography, seismicity, and plates.

- (a) The topography of the continents and ocean floors; most major features are linear.
- (b) Earthquake epicenters have been added (for earthquakes with magnitude over 5, in the period 1980–90). Most occur in narrow belts that coincide with linear topographic features.
- (c) Boundaries of the largest plates have been added to the topographic map.

A FÖLDRENGÉSÖVEK egybeesnek a kéreglemez határvonalakkal. Kis mélységű földrengések $h < 70\text{km}$ ott keletkeznek, ahol a lemezek ütköznek v. ahol egymáshoz képest elcsúsznak. Nagymélységűek

($h \sim 300\text{km}$) ott jönnek létre, ahol a litoszféra lemezek a köpenybe behatolnak, behajlanak.

A Csendes Óceán lemeztektonikai övei mentén pattan ki a kismélységű rengések 80%-ka,

a közepes rengések 90%-ka és szinte valamennyi

nagymélységű földrengés.

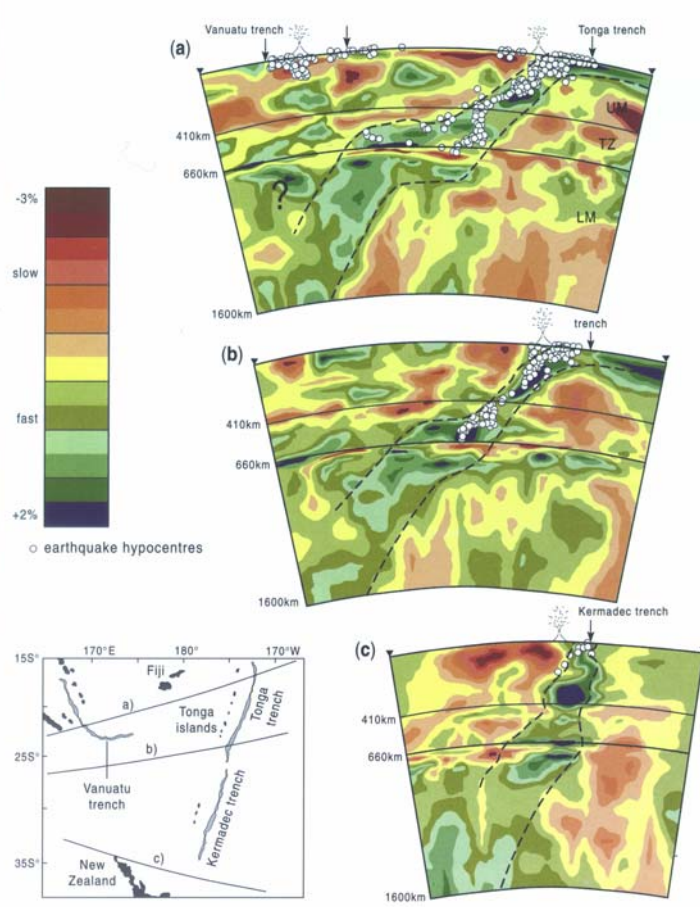
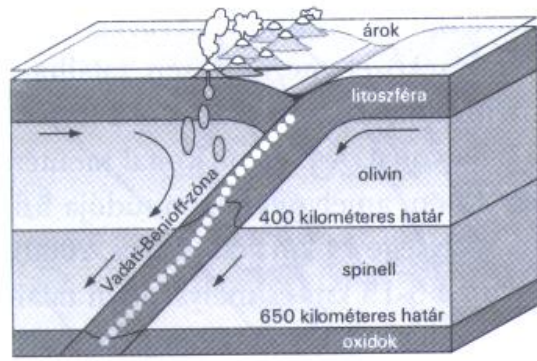
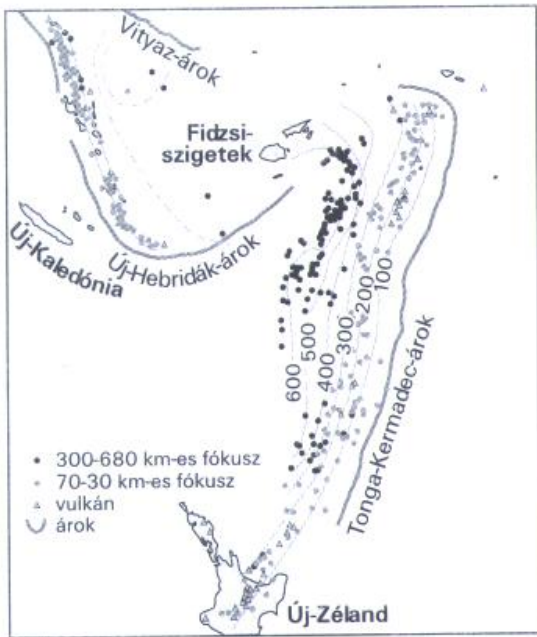


Plate 1. Three tomographic sections of the Tonga-Kermadec Trench. The subducting plate is revealed as a zone of higher velocity, believed to be because its temperature is lower than the surrounding mantle, and also – in the upper part of the plate – by earthquake epicentres shown by white dots. The plate is deflected by the 660-km discontinuity, the more so the faster the subduction rate. See Section 20.9.4 for details.

Benioff (1954) rögzítette azt a tényt, hogy a mélytengeri árkok környezetében kipattant földrengések mélységeloszlása egy 30-60⁰-os dőlésű, viszonylag szűk sávhoz, az aláhajló óceáni litoszférához köthető. Ezt a tértartományt Benioff-zónának nevezték el.

A nagyobb sűrűségű, de kisebb vastagságú merev óceáni lemez a vastagabb kontinentális lemez alá tolódik, szubdukciós zónákat és egyúttal óceáni árkokat létrehozva. Az alátolódó, kb. **700—750 km-es** mélységig még mechanikailag merev óceáni táblában pattannak ki a **közepes- és mélyfészkes földrengések**. A rengések fészkei által meghatározott tértartomány a **Benioff zóna**. Mélyebben az óceáni lemezanyag beleolvad a köpeny anyagába. **A mélytengeri árok, az aktív vulkáni láncok és a földrengéstevékenység** együttes jelenléte jellemzi ezeket a területeket (pl. a Csendes-óceán szigetívei - a **Cirkum-Pacifikus övezet**).

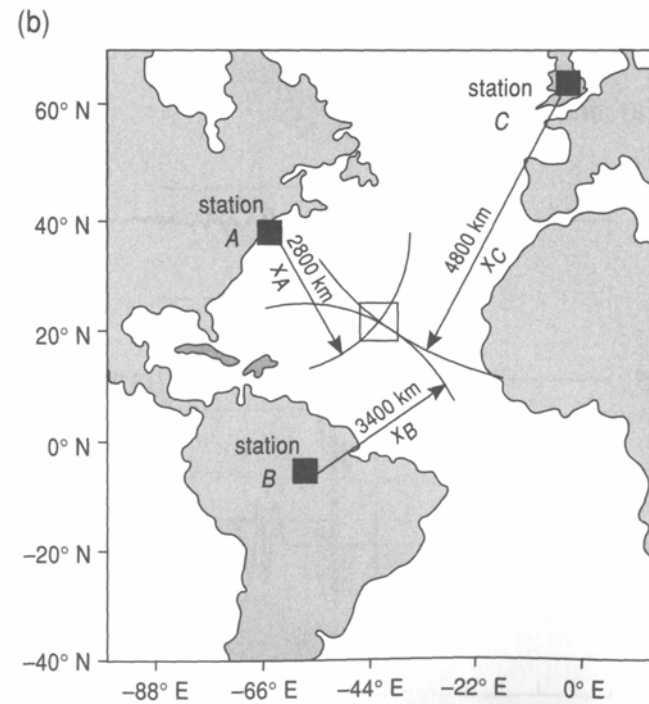
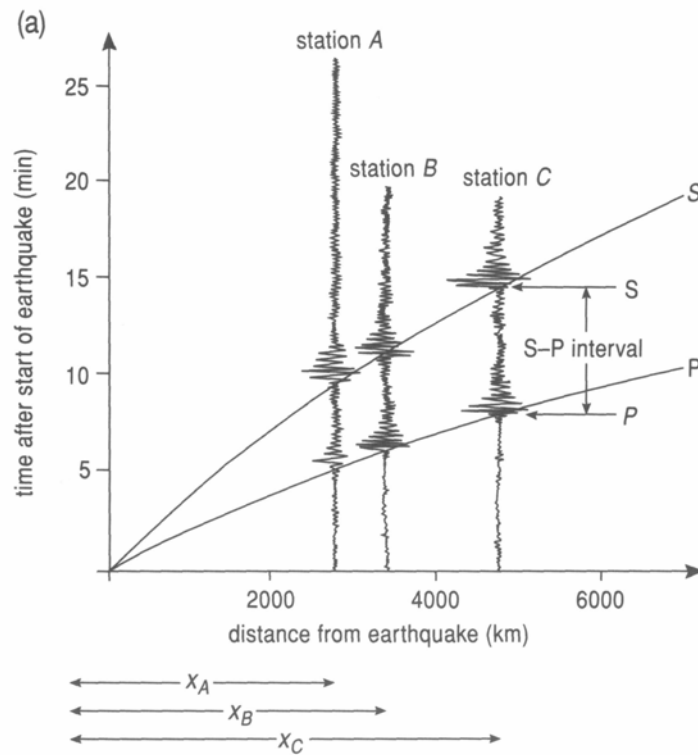


Figure 5.4 Location of an earthquake using P-S arrival-time differences.

Magnitúdó

A földrengések nagyságát a földrengés mérete v. magnitúdója jellemzi. Richter dél-kaliforniai felszín közeli földrengésekre 1935-ben definiálta a magnitúdót, mely a földrengés során felszabadult energiával van kapcsolatban. Az epicentrumtól 100km-re lévő normál szeizmográf felvett szeizmogramm legnagyobb amplitúdójának mikronban leolvasott értékének 10-es alapú logaritmus. Hipocentrum mélysége alapján korrekció.

A nagy mélységű rengéseknél nincs felületi hullám, ott az első beérkezés tehát P (esetleg S) típusú hullám amplitúdóját (A) veszik figyelembe. B állomásra jellemző konstans, C függ itt is az epicentrális távolságtól (Δ) és a fészekmélységtől (h). T az első beérkezés periódus ideje.

$$M = \log\left(\frac{A}{T}\right) + B + C(\Delta, h)$$

$$M=3 \quad E = 10^9 \text{ J}, \quad M=5 \quad E = 10^{12} \text{ J}$$

Richter s. szerint eggyel nagyobb magnitúdó kb. 30× nagyobb energia felszabadulásával ekvivalens. ($\log E = 4 + 1.6 \times M$)

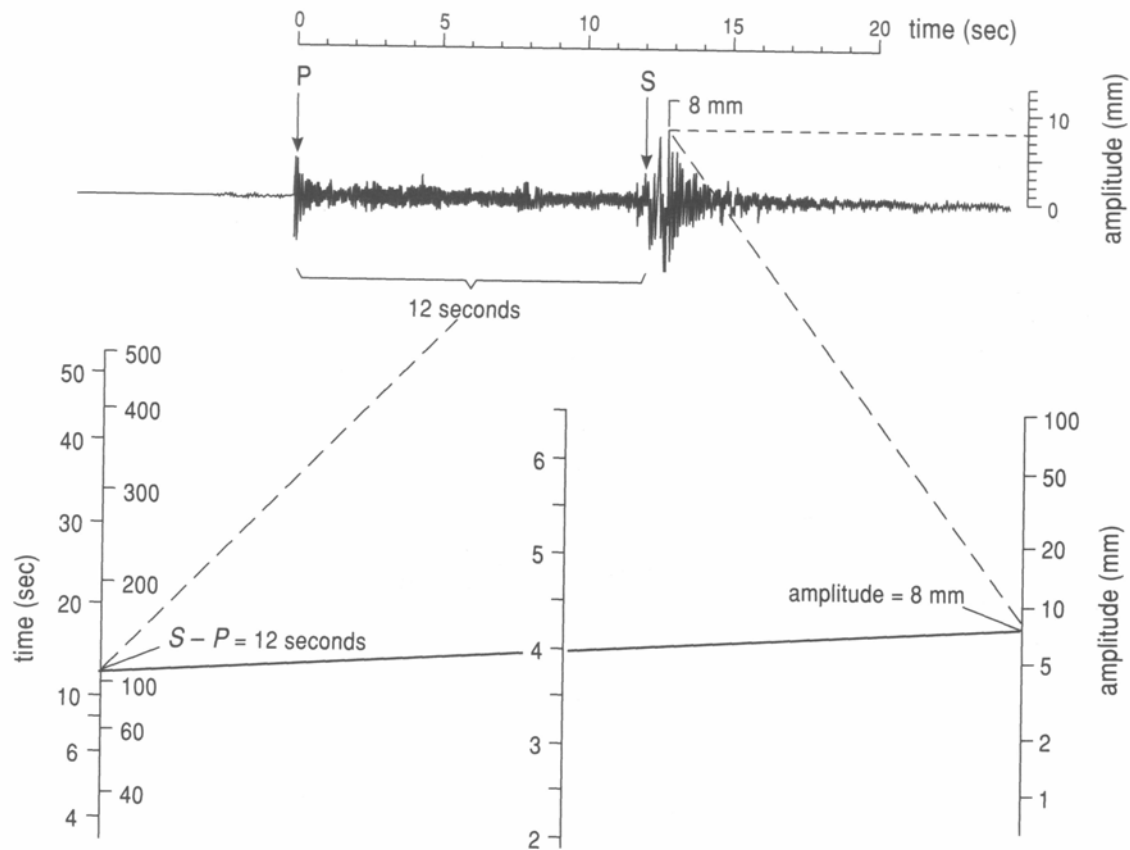


Figure 5.23 How magnitude is defined from a seismogram.



Az 1810. január 14-i földrengés hatásait ábrázoló egykorú térkép (Kitaibel P. és Tomtsányi Á., 1814-ben megjelent dolgozatából)

Az azonos intenzitással megrázott területek határait az izoszeiszták mutatják. Mallet Nápoly 1857. Az első „lökés” irányát is megadta Kitaibel és Tomtsányi.

MERCALLI SKÁLA =INTENZITÁS SKÁLA

AZ OKOZOTT KÁROK MEGFIGYELÉSÉN ALAPSZIK.

- I. Nem érzékelhető (csak műszerekkel). A gyorsulás $< 2,5 \text{ mm/s}^2$
- II. Nagyon gyenge ($2,5-5 \text{ mm/s}^2$).
- III. Gyenge ($5-10 \text{ mm/s}^2$).
- IV. Mérsékelt (nehezebb teherautók épületrázásához hasonló hatású) ($10-20 \text{ mm/s}^2$).
- V. Elég erős ($25-50 \text{ mm/s}^2$).
- VI. Erős ($50-100 \text{ mm/s}^2$).
- VII. Nagyon erős (gyengébb házakban komoly károk keletkeznek, kémények leomlanak) ($100-250 \text{ mm/s}^2$).
- VIII. Eléggé romboló (az épületek mintegy negyedrésze súlyos kárt szenved) ($250-500 \text{ mm/s}^2$).
- IX. Romboló (az épületeknek kb. a fele súlyos kárt szenved) ($500-1000 \text{ mm/s}^2$).
- X. Erősen romboló (az épületeknek $3/4$ részében súlyos károk keletkeznek) ($1000-2500 \text{ mm/s}^2$).
- XI. Katasztrófális (minden épület összeomlik) ($2500-5000 \text{ mm/s}^2$).
- XII. Teljesen katasztrófális (minden emberi létesítmény elpusztul) (gyorsulás $> 5000 \text{ mm/s}^2$).

A 10 legnagyobb földrengés (1900–1999)

Időpont	Hely	Erősség
1. Chile	1960. május 22.	9,5
2. Alaszka	1964. március 28.	9,2
3. Oroszország	1952. november 4.	9,0
4. Ecuador	1906. január 31.	8,8
5. Alaszka	1957. március 9.	8,8
6. Kuril-szigetek	1958. november 6.	8,7
7. Alaszka	1965. február 4.	8,7
8. India	1950. augusztus 15.	8,6
9. Argentína	1922. november 11.	8,5
10. Indonézia	1938. február 1.	8,5

Forrás: MTA Földrengésjelző Obszervatórium

A XX. század legpusztítóbb rengései

Időpont	Helyszín	Erősség	Halottak száma
1906. április 18–19.	San Francisco	8,3	452 ezer
1906. augusztus 16.	Chile	8,6	20 ezer
1908. december 28.	Olaszország	7,5	83 ezer
1920. december 16.	Kína	8,6	100 ezer
1923. szeptember 1.	Japán	7,9	142 ezer
1927. május 27.	Kína	8,3	200 ezer
1935. május 31.	India	7,5	30 ezer
1939. január 24.	Chile	8,3	28 ezer
1939. december 26.	Törökország	7,9	30 ezer
1960. február 29.	Marokkó	5,8	12 ezer
1976. február 4.	Guatemala	7,4	22 778
1976. július 28.	Kína	8,2	800 ezer
1978. december 16.	Irán	7,7	25 ezer
1985. szeptember 19.	Mexikó	8,1	9500
1988. december 7.	Örményország	6,9	25 ezer
1990. június 21.	Irán	7,7	40 ezer
1993. szeptember 30.	India	6,4	30 ezer
1999. augusztus 17.	Törökország		30 ezer
1999. szeptember 20.	Tajvan	7,6	1500

Forrás: AP amerikai hírügynökség

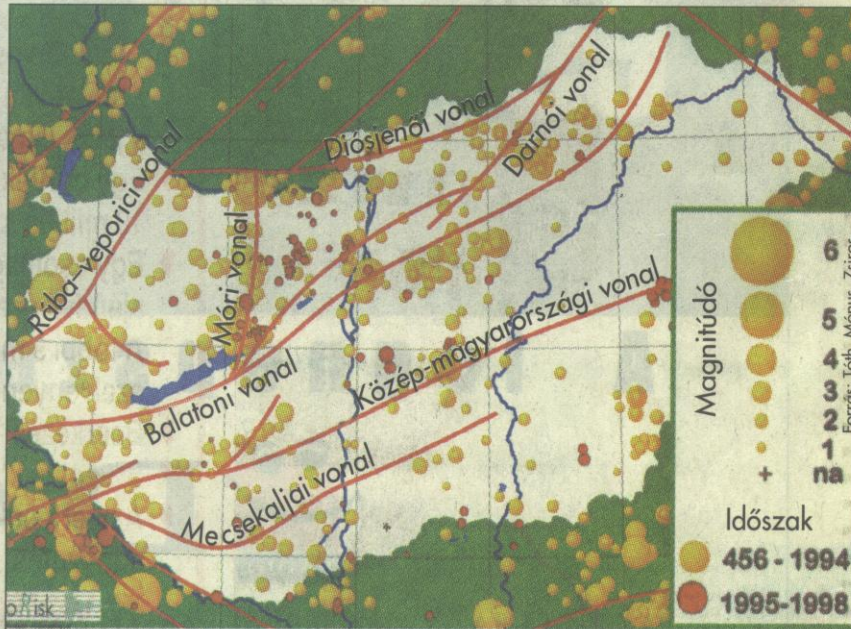
A LEGPUSZTÍTÓBB NEM A LEGNAGYOBB ENERGIÁJÚ FÖLDRENGÉS VOLT, ui. EDDIG(!) A LEGNAGYOBB ENERGIÁJÚ FÖLDRENGÉSEK SZINTE LAKATLAN TERÜLETEKEN JELENTKEZTEK (az adatok között a 2004-es szumátrai és a 2011-es japán földrengés nem szerepel).

Magyarországi földrengések

Az országban legutóbb tizennégy éve, 1985. augusztus 15-én, Berhidán volt a Richter-skála szerint 4,7-es erősségű rengés. Akkor több ház megrepedt, de emberéletet nem követelt a természeti csapás. Ezelőtt 1956. január 12-én, Dunaharasztiiban dőlt össze több ház is: ez a földmozgás 5,6-es erősségű volt. A legkomolyabb rengések – amelyek a néhány héttel ezelőtti, athéni mozgásokkal azonos erősségűek voltak – 1763-ban Komáromban voltak.

Nagyobb földrengések Magyarországon

Időpont	Hely	Erősség
456.	Savaria	ismeretlen
1763. június 28.	Komárom	6,2
1806. április 22.	Komárom	5,3
1806. szeptember 22.	Komárom	5,0
1810. január 14.	Mór	5,4
1810. május 27.	Mór	5,0
1851. július 1.	Komárom	5,0
1868. június 21.	Jászberény	5,3
1908. május 28.	Kecskemét	4,4
1911. július 8.	Kecskemét	5,6
1925. január 31.	Ostoros	5,0
1956. január 12.	Dunaharaszti	5,6
1985. augusztus 15.	Berhida	4,7



A pontokkal jelölt helyeken voltak már az országban rengések. Komolyabb erősségű mozgásokra csak a Balaton és Komárom között számíthatunk

Mur-Mürz vonal

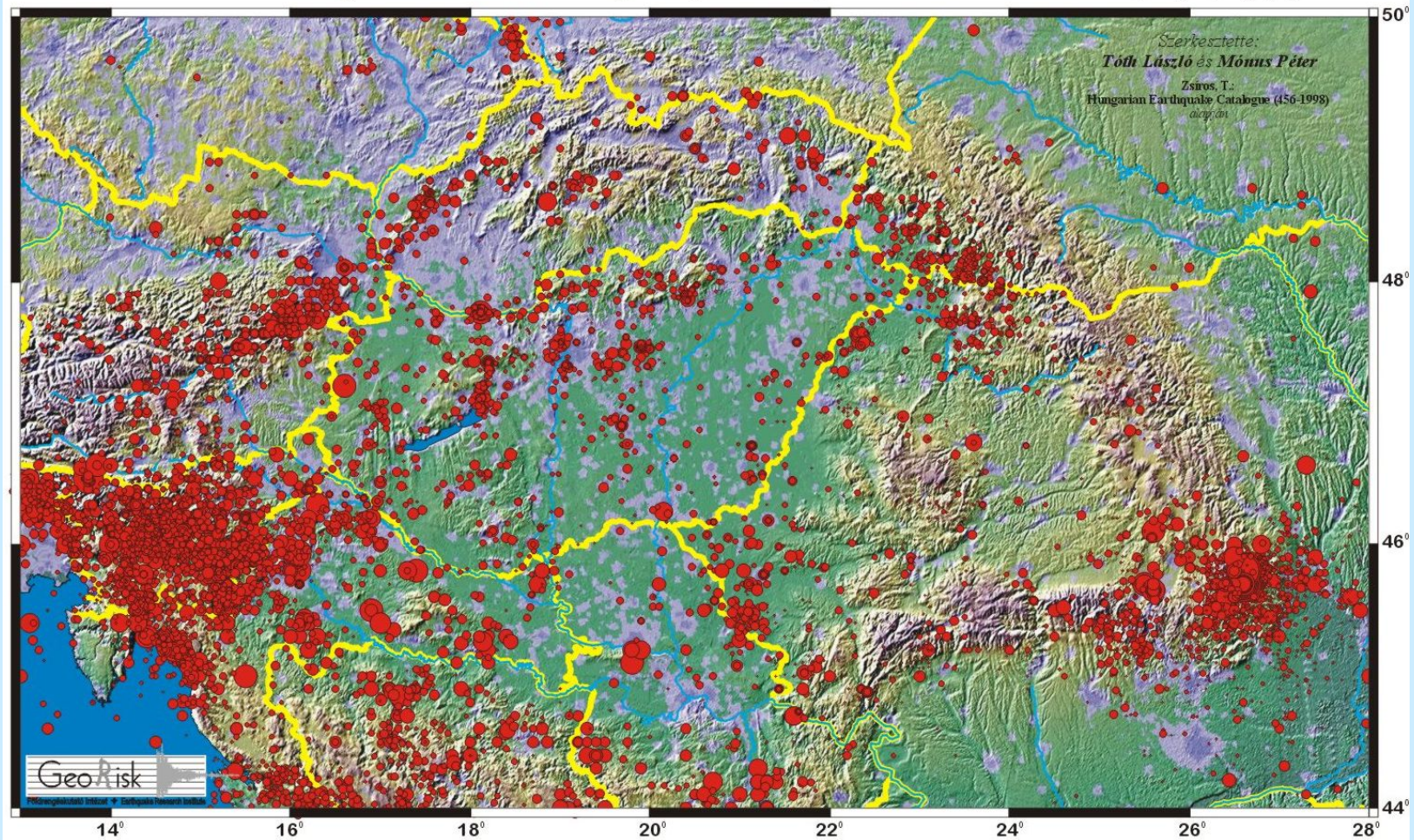
Dráva vonal

Általában 3-15km hipocentrális mélység

1966.okt. 15.
Háromszéki –
havasok:140km,
Magnitúdó 4.7

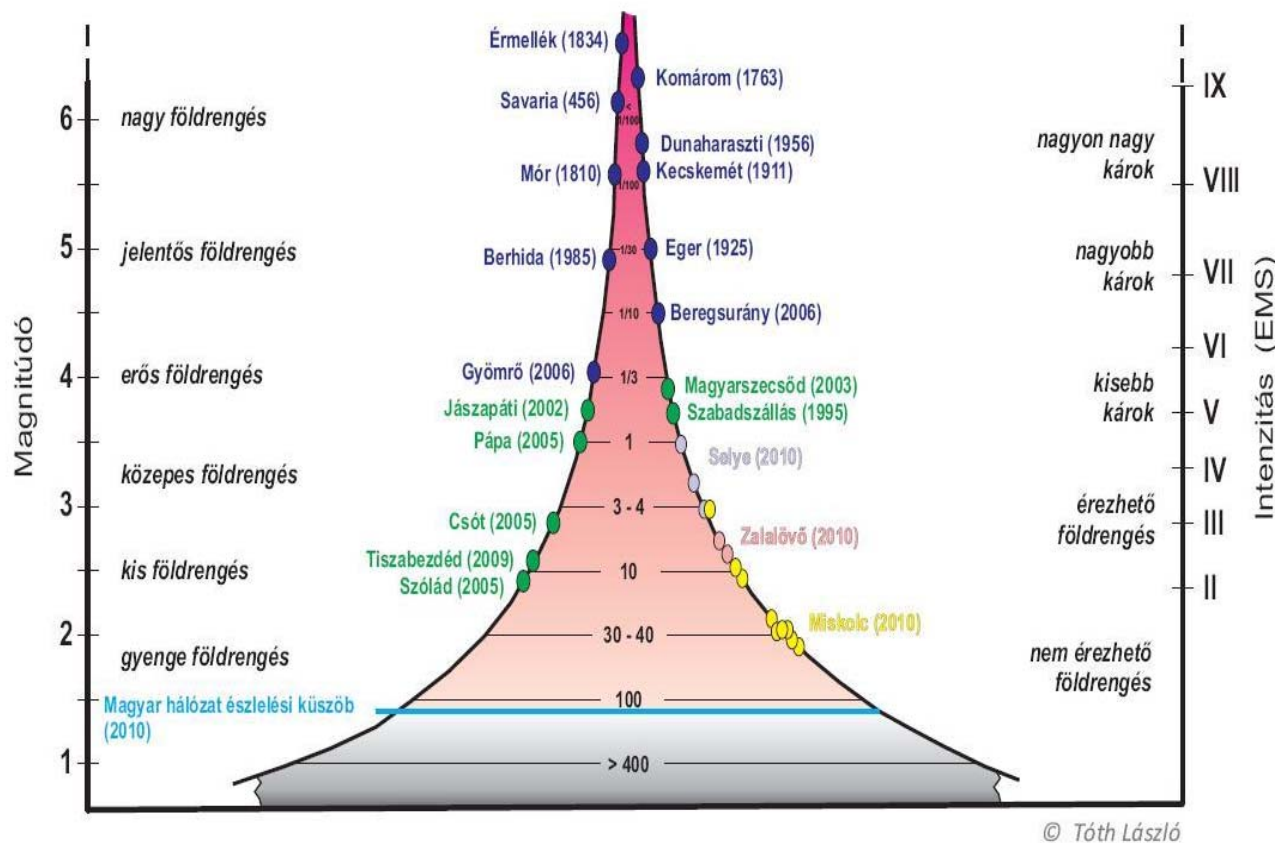
A Kárpát-medence földrengései (456-2000)

Magnitúdó: 6 5 4 3 2 1



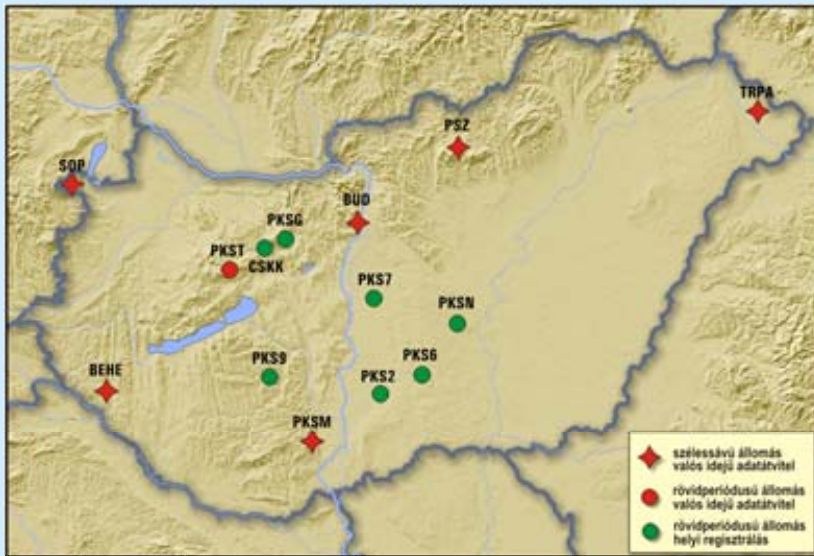
A Pannon-medencét délről a Dinári-hegység, nyugatról az Alpok, észkről és keletről a Kárpátok vonulata határolja. A földtani-tektonikai viszonyok kialakulása az Eurázsiai- és Afrikai-lemez összeütközésére vezethető vissza. Magyarországon és a környező országokban a leginkább földrengésveszélyes területeket a térkép tünteti fel. A körök sugara a kipattant földrengés során felszabadult energiával arányos. Minél több piros kör van egy adott területen, annál több földrengés fordult elő az elmúlt kb. 1500 évben.

Magyarországon évente előforduló földrengések száma

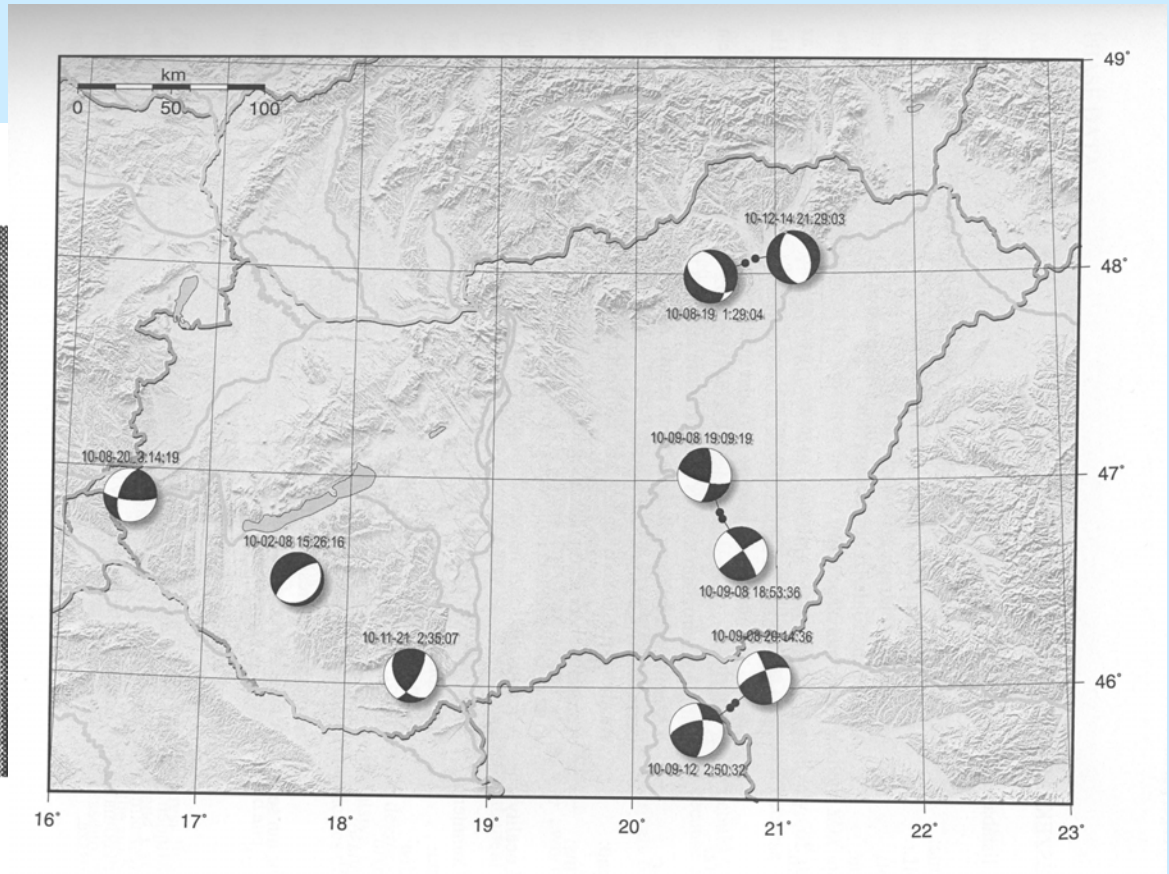
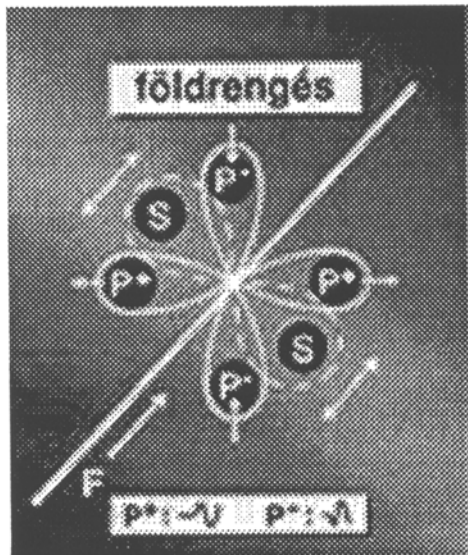


Minél nagyobb a földrengés erőssége, annál ritkábban fordul elő. Az ábra a földrengések erősségét egyrészt a földrengés során felszabadult energia nagyságával (a RICHTER skála szerinti magnitúdóval, a baloldali függőleges tengelyen feltüntetve), másrészt a földrengés felszíni hatásai alapján megállapított intenzitással (a Mercalli-skála továbbfejlesztésének tekinthető Európai Makroszeizmikus Skála, EMS fokozatok a jobboldali függőlegesen) jellemzi. Az ábráról kiolvasható, hogy az 1985-ös 4.9 –es magnitúdójú berhidai földrengéshez hasonló rengés átlagban 30 évenként fordul elő. Komolyabb, 6-os magnitúdójút megközelítő rengések átlagosan 100-150 évente pattannak ki.

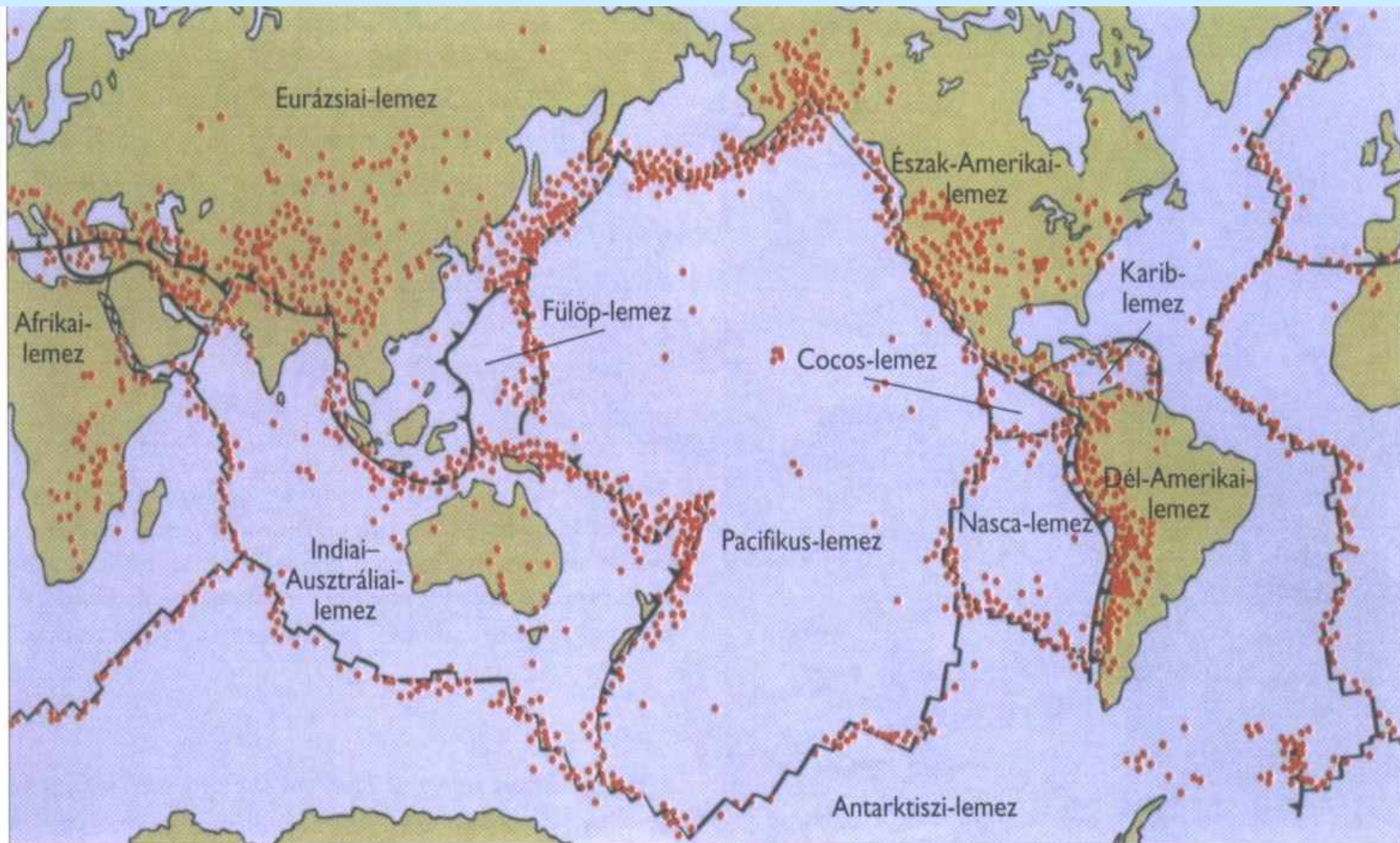
Szeizmológiai obszervatóriumok, földrengés vonalak

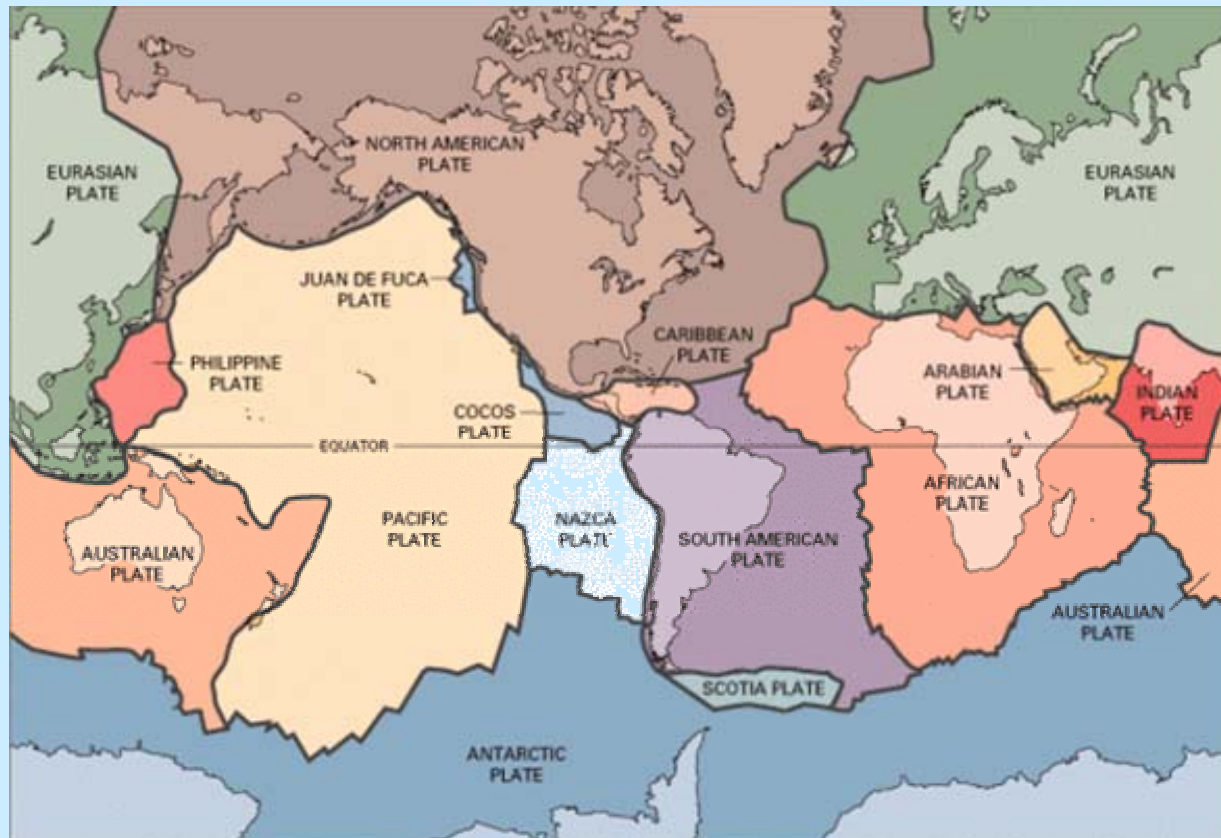


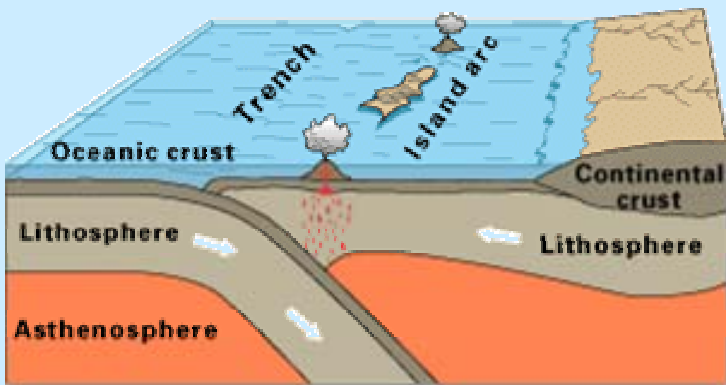
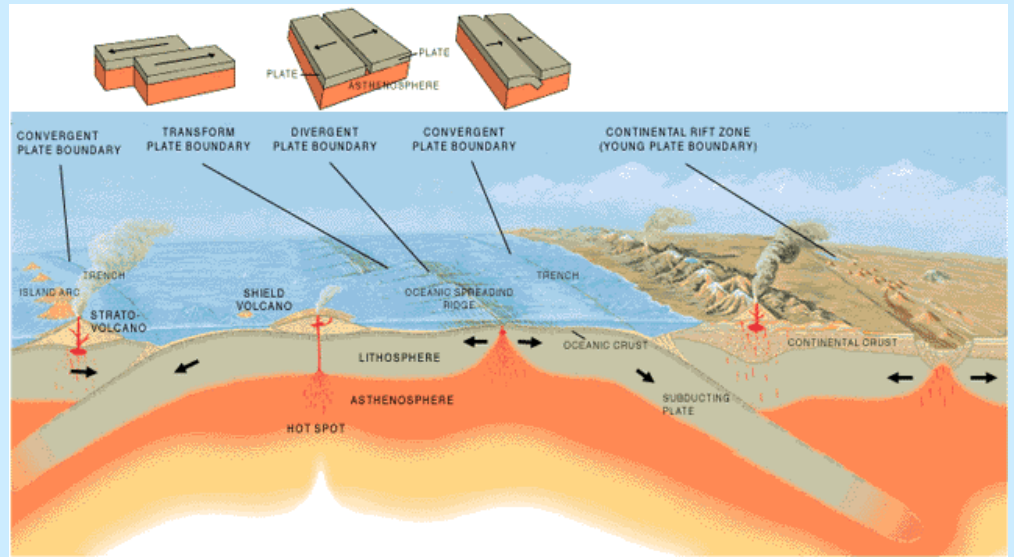
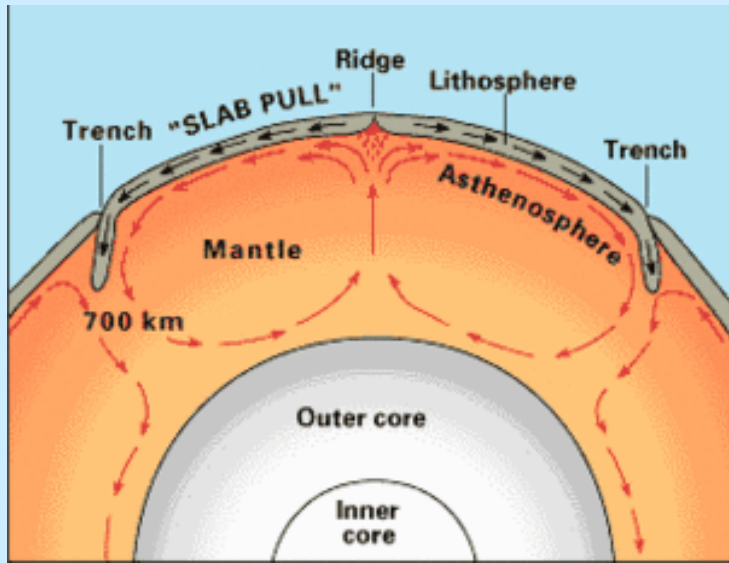
Fészekmechanizmus



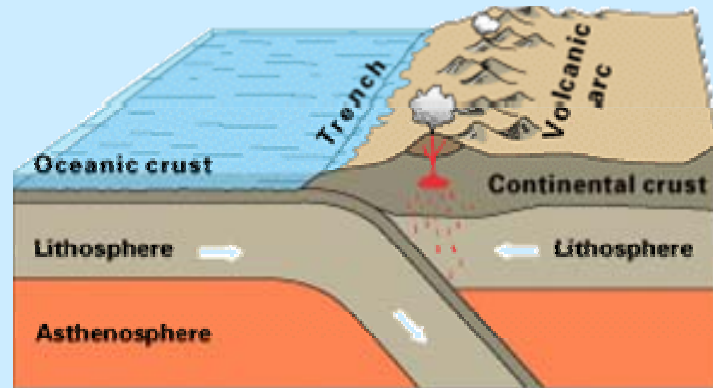
2010-es mo-i földrengések fészekmechanizmusának jellemzése a szokásos módon, a fókuszgömbök segítségével. Ezeket a gömböket a hipocentrum köré képzeljük el, melynek felületén a kompressziós és dilatációs első beérkezések negyedgömbjei elkülöníthetők. Forrás: Georisk



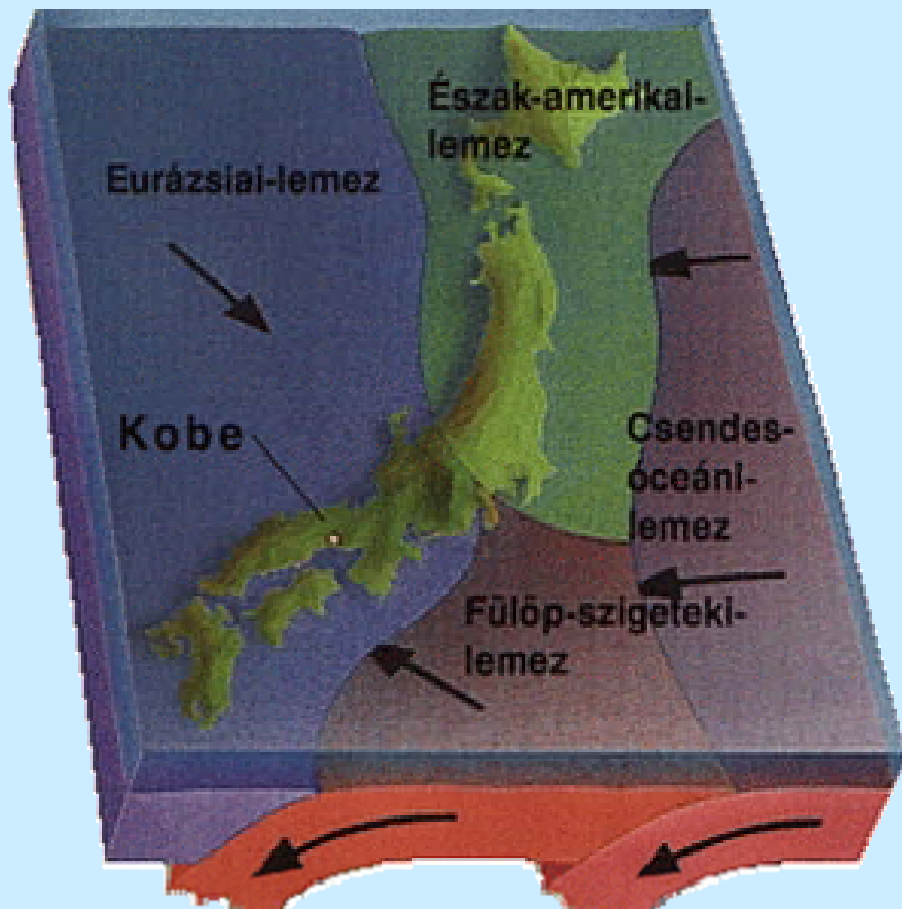




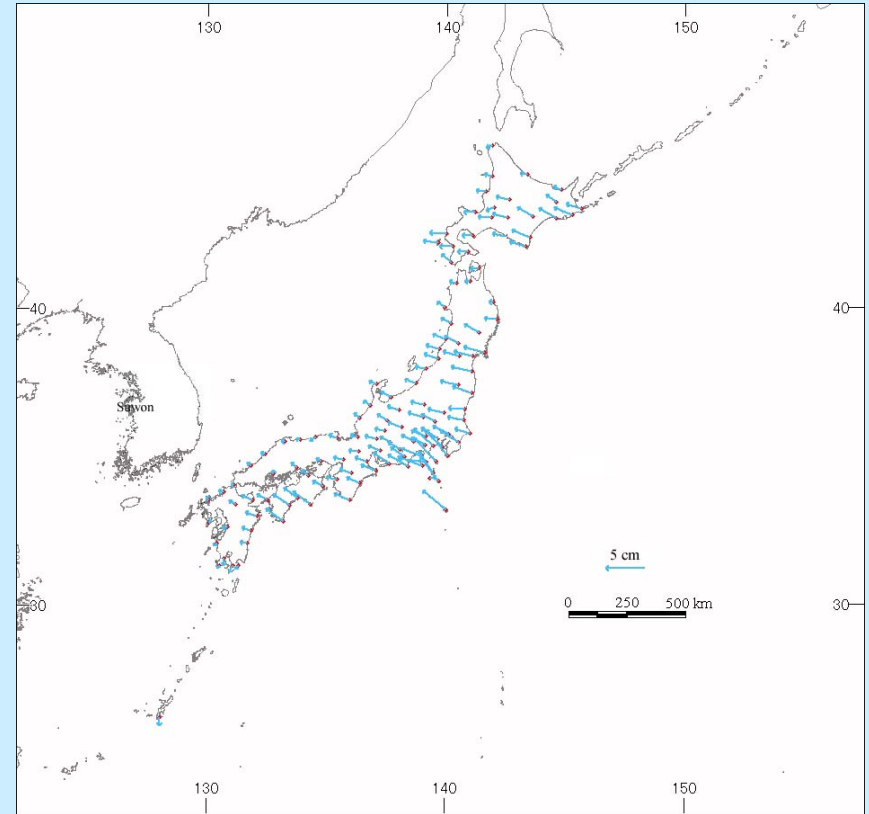
Oceanic-oceanic convergence



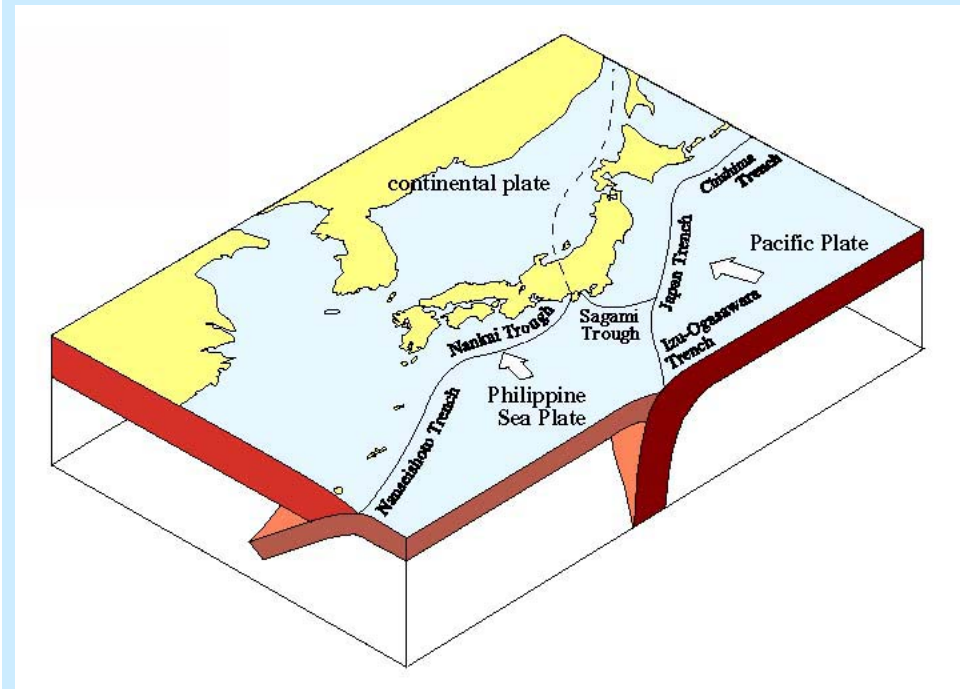
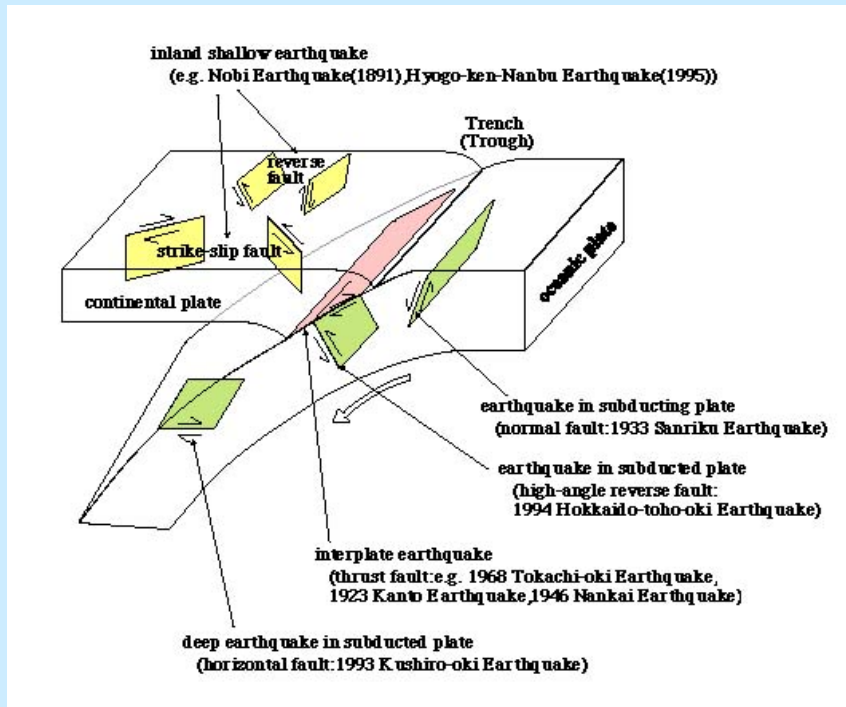
Oceanic-continental convergence



Japánban azért gyakori a földrengés, mert az ország **négy nagy tektonikus tábla találkozásánál** fekszik. A kőzetlemezek közül a **Csendes-óceáni-tábla** mozog a leggyorsabban, **évente 10 cm-es** sebességgel nyomul be az **Eurázsiai-tábla** alá. A kobei földrengés 1995-ben pattant ki, a földrengés hipocentruma Kobétől **20—30 km-rel délkeletre**, a jelenleg is aktív **Nojuma-törésvonal** mentén volt, 16km fészekmélységgel, 0.8g maximális felszíni gyorsulással. Egy sekélymélységű, törésvonal menti elmozdulás eredményeként alakult ki.



Japan



<http://www.hp1039.jishin.go.jp/eqchreng/eqchrfrm.htm>

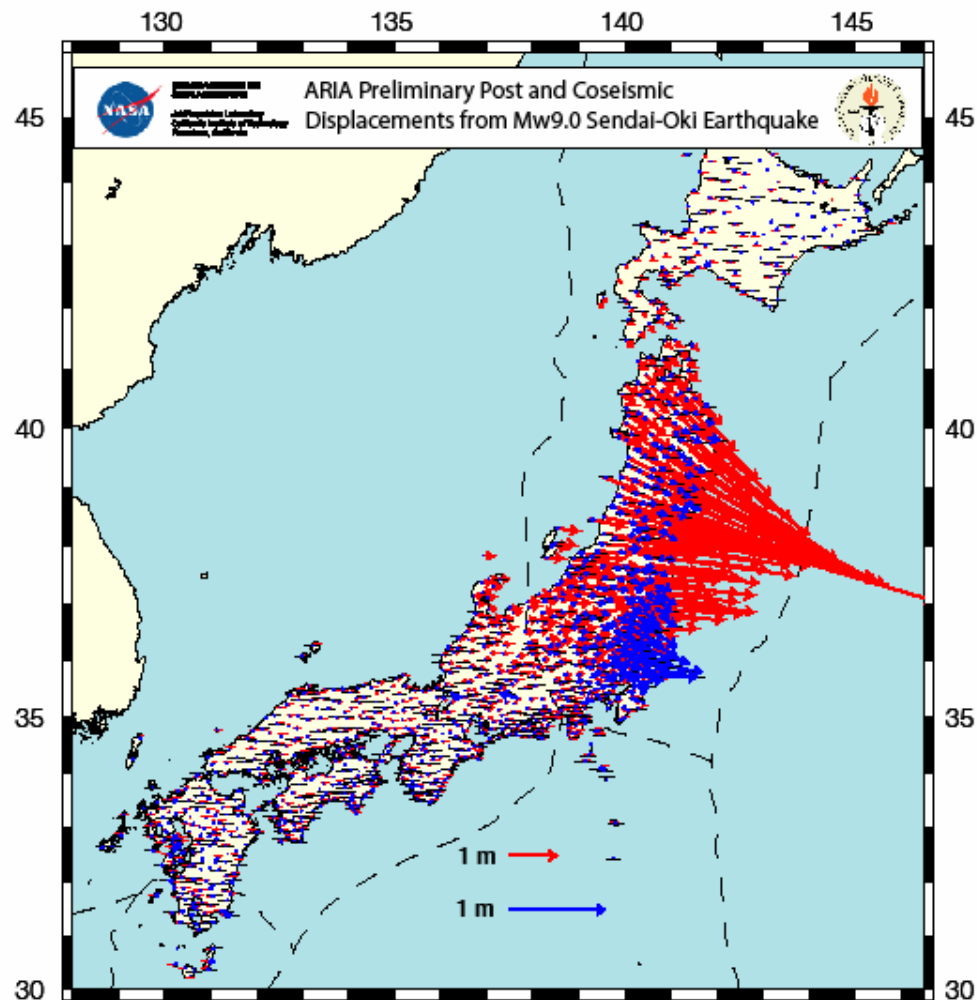
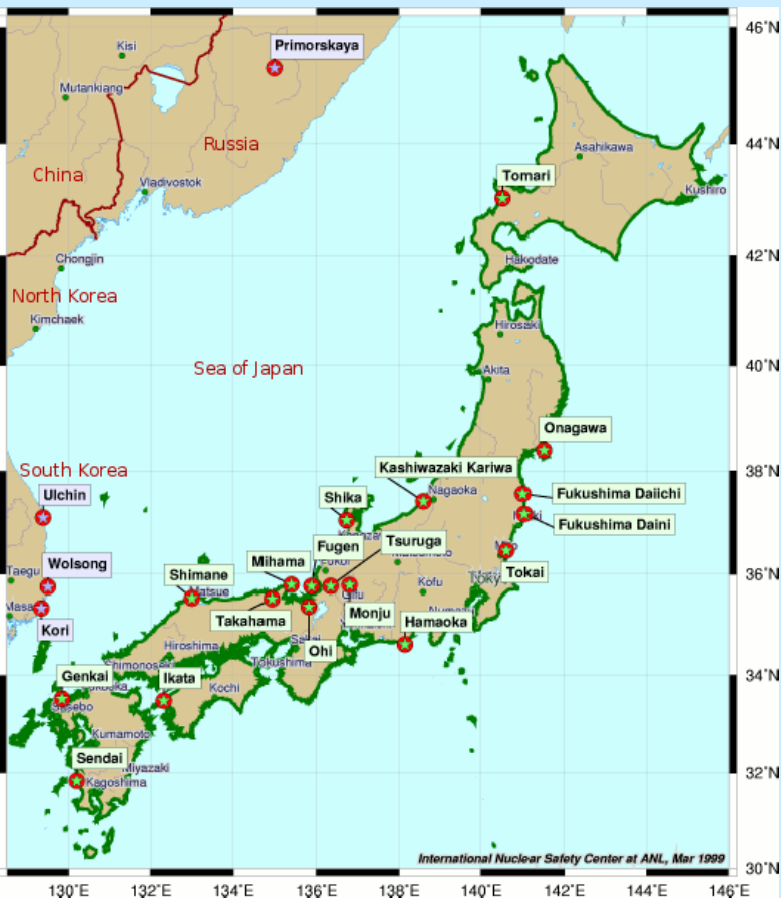


Figure shows horizontal displacements based on ARIA version 0.3 position estimates for GEONET stations. Coseismic displacement is shown in red, and first 8 hours of postseismic motion is shown in blue, including motion caused by aftershocks. Bars at end of vector show 95% error estimate. Solutions courtesy of ARIA team at JPL and Caltech (email aria@jpl.nasa.gov or aria@caltech.edu). All original GEONET RINEX data provided to Caltech by the Geospatial Information Authority (GSI) of Japan.

Fukushima 2011.márc.11.
reaktorblokk méretezés: 0.45g és 0.46g, cunami 5,7m,
mért maximális gyorsulásértékek: 0.517g (3.blokk) és 0.44g (6. blokk)
PAKS 2.5m/s² -re van tervezve.

<http://www.hp1039.jishin.go.jp/eqchreng/eqchrfrm.htm>

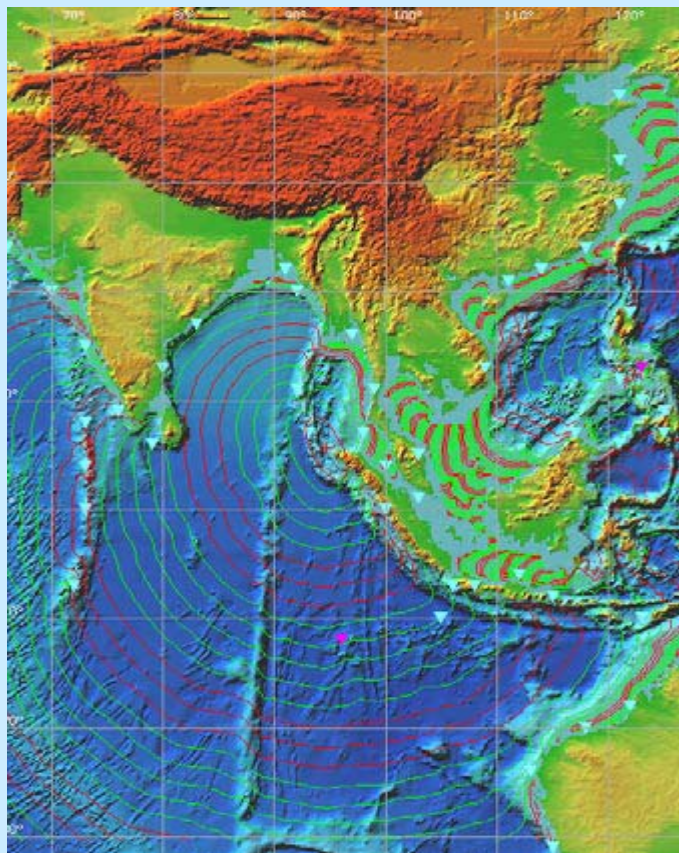


Kalifornia két hatalmas kőzetlemez határán helyezkedik el, a **Csendes-óceánin (Pacifikus)** és az **észak-amerikain**. A két lemez elmozdulása törések hálózatát hozta létre az állam területén (**piros** vonalak) a földkéregben. Legnevezetesebb az **1100 km** hosszú **Szent András-törésvonal**.

1906-ban 6m-es eltolódás jött létre a fő törésvonal mentén.

Az **Indiai lemez**, mely az Indo-Ausztrál lemez része, évente mintegy 6 cm-t halad északkeleti irányba, becsúszva a **burmai** mikrolemez alá, mely az **eurázsiai** kéreglemez része. A földrengés következtében egy majdnem 1000 km hosszú kéregrepedés keletkezett az Indiai-óceán aljzatán, Szumátra szigeténél. A földrengés következtében megmozduló tengerfenék cunamit idézett elő. A cunami esetében az egész víztömeg, a tengerfenéktől a víz felszínéig mozgásba lendül.

Igen nagy hullámhosszú, 10-20 perces periódusú hullámok alakulnak ki.



A 9-es erejű földrengés három egymást követő rengésből állt össze, amelyek néhány másodperc elteltével követték egymást. A kezdő rengés, amely Szumátra északi csücskétől nyugatra következett be, két további rengést indított el északi irányban. 2004 december.

Ma használatos fogalom a földrengés jellemzésére a momentum magnitúdó

MOMENTUM MAGNITÚDÓ – M_w

A földrengés során keletkező törés fizikai méretéből számítható:

$$M_w = 2/3 \text{LOG}(M_o) - 6.06$$

$$M_o = \mu * \text{TÖRÉSI FELÜLET} * \text{ELMOZDULÁS}$$

ahol M_o a szeizmikus momentum, μ a nyírási modulus (kb. $2-8 \times 10^{10} \text{N/m}$).

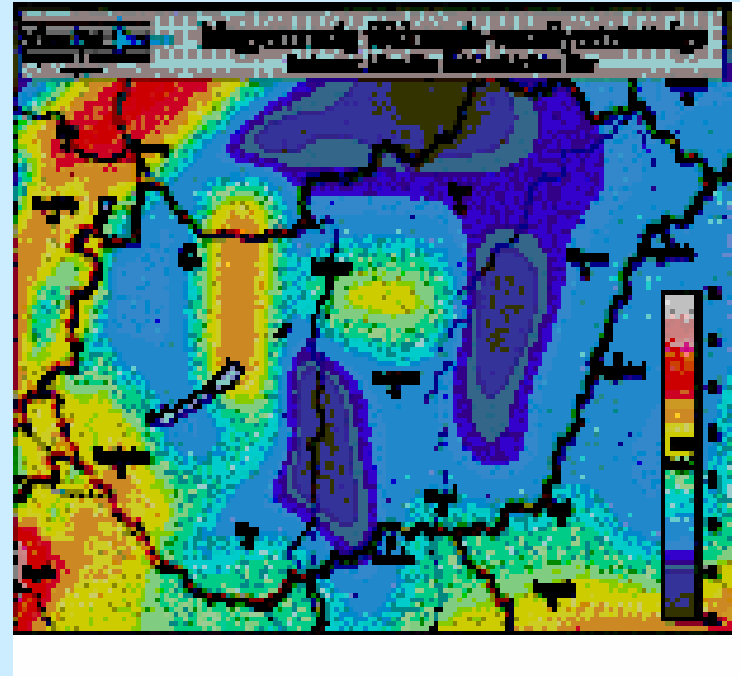
Manapság a nagy földrengések méretének jellemzésére leggyakrabban a momentum magnitúdót használják.

A 2004. december 26-i szumátrai rengés esetében: a törési felület 1200 km hosszú, 100 km mély volt, az elmozdulás pedig 15 m; az M_o szeizmikus momentum $1.1 \times 10^{23} \text{ Nm}$, $M_w=9.3$

Forrás: Georisk

Méretezés

A földrengésbiztos építmények tervezéséhez elengedhetetlen a tervezési válaszspektrum ismerete, mely a frekvencia függvényében adja meg a várható gyorsulás vízszintes és függőleges összetevőjét. A szeizmikus zónatérkép alapján meghatározható az építkezési hely szeizmikus zóna szerinti besorolása, mely zónabesorolás az alapkőzeten jelentkező várható gyorsulásértéket tükrözi. Ezt a $T=0$ sec-hoz tartozó gyorsulásértéket (a_{gR}) a szeizmológusok PGA (Peak Ground Acceleration) értéknek nevezik és a gravitációs gyorsulás tört részeként adják meg. A magyarországi öt zóna $0.08g$ és $0.15g$ közötti gyorsulás értékekkel jellemezhető. A földrengésbiztos építmények tervezéséhez főleg a vízszintes gyorsulást kell figyelembe venni, mely kb. kétszer nagyobb mint a vertikális komponens. Tekintettel arra, hogy a legtöbb építmény nem az alapkőzetre épül, a földrengés helyi hatása függ az altalaj típusától is.

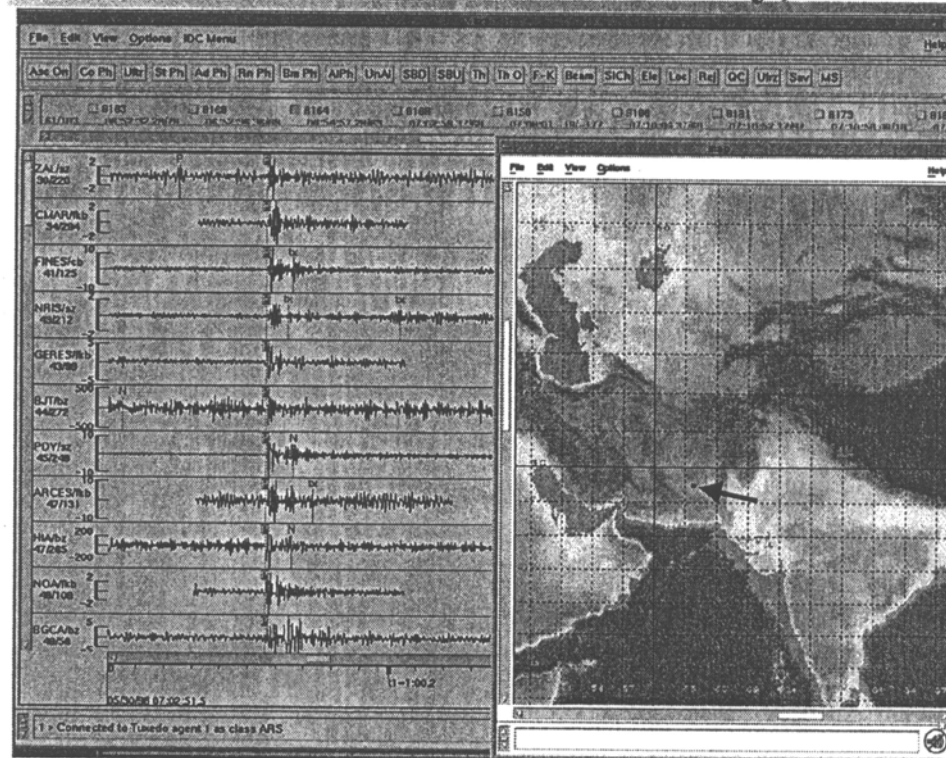


Forrás: Georisk

Minden építményt úgy kell tervezni, hogy az építmény élettartama alatt 10% valószínűséggel előforduló földrengést komolyabb szerkezeti károsodás, összeomlás nélkül kibírjon. Az építmény élettartamára általában 50 évet tételeznek fel. Valamennyi EU-s ország az Eurocode 8 szabvány kiegészítéseként saját nemzeti mellékletében (Magyarországon az *MSZ EN 1998-1*) közli a helyi szeizmikus zónákat, a tervezéshez szükséges alapadatokat.

CTBTO, Átfogó atomcsend egyezmény

Seismic Waveforms and Regional Map, Pakistani Nuclear Test: 30 May, 1998

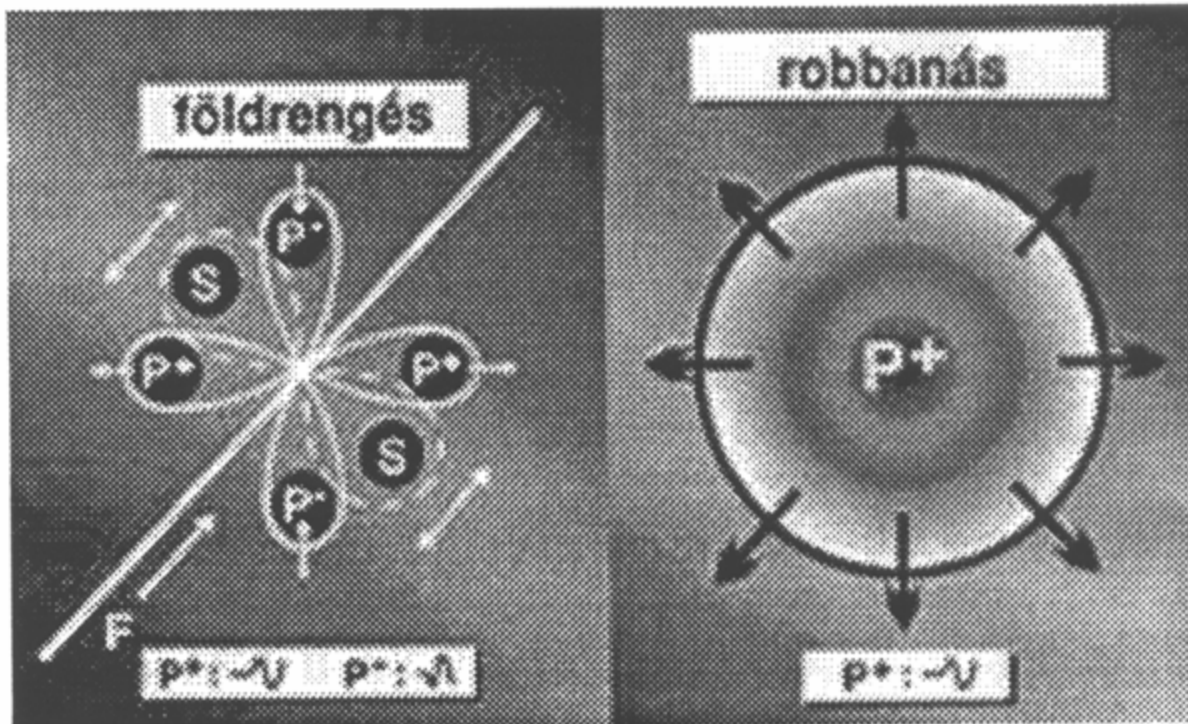


Origin Time (GMT):
1998/05/30 06:54:57.2

Location:
28.49° N/63.74° E
+- 14-16 km

Size:
 $m_b = 4.6$

50 ELSŐDLEGES, 120 KIEGÉSZÍTŐ ÁLLOMÁS, MAGNITÚDÓ (legalább) 3-3.5, EPICENTRUM KIJELEMLÉSI PONTOSSÁG ELÉRHETI AZ 1000 km² -t.



Földrengésnél a törési síkra merőlegesen nyíró (transzverzális, S) hullámok keletkeznek, a törési sík menti felszakadás két egymással szembeni ténegyedben kompressziós (P^+), míg a másik két ténegyedben dilatációs (P^-) jell. longitudinális (P) hullámot kelt. Nukleáris robbantásnál az első beérkezés kompressziós (P^+), jellegű valamennyi állomáson. Spektrális eltérés is van: földrengéseknél a leggyakrabban előforduló talajrezgési frekvenciák 0.01és 100Hz közöttiek, míg földalatti nukleáris robbantások esetén az ennél nagyobb frekvenciák a jellemzőek.