

PETHŐ GÁBOR, VASS PÉTER,

GEOFIZIKA ALAPJAI

9



A Műszaki Földtudományi Alapszak tananyagainak kifejlesztése a
TÁMOP 4.1.2-08/1/A-2009-0033 pályázat keretében valósult meg.

IX. SZEIZMOLÓGIAI ALAPOK

1. SZEIZMOLÓGIAI TÖRTÉNETI ÁTTEKINTÉS



Chang Heng
(78-139)

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 70000 volt a halálesetek száma. Ezt a földrengést még 2000 km távolságban is észlelték, és a Földközi-tenger partjai mentén a szökőár (cunami) további pusztítást okozott. A földrengések közül 1819-es indiai (Kutch 🇮🇳) volt az első, melynél felismerték, hogy az elmozdulás törésvonal mentén történt.

Ismereteink szerint a mai Magyarország területén a legnagyobb erősségű, feljegyzett földrengés 1763-ban Komáromban volt, melynek becsült magnitúdója 6,3. A Balaton és Komárom közti móri vonal mentén 1806-ban és 1810-ben két-két darab legalább 5-ös erősségű földrengés pattant ki, melyek közül az 1810 januári földrengést **Kitaibel** és **Tomtsányi** 1814-ben részletesen leírták. Tanulmányukban bemutatták a legnagyobb kárt szenvedett terület határvonalát és az első lökés irányának területi eloszlását is.

A XIX. század a rugalmasságtan elmélete szempontjából termékeny időszakkak 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 (P) és transzverzális (S) – létezik. **Stokes** 1845-ben az összenyomhatatlansági és nyírási együtthatót vezette be. 1887-ben **Rayleigh** írta le a fél-tér felszínén terjedő felületi hullámot (**Rayleigh hullám**). A másik felületi hullám létezésének bizonyítása **Love** érdeme (1911). Ugyanő végezte el a Föld sajátrezgéseivel kapcsolatos első számításokat is (1911).



Emil Johann Wiechert
(1861-1928)

Az első szeizmométert, mellyel a talajrészecskék időbeli elmozdulását regisztrálni lehetett, **Cecchi** fejlesztette ki 1875-ben. 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 kiegyenlítőedés" elméletét. **Kövesligethy** 1907-ben összefüggést vezetett le földrengések fészekmélységének meghatározására.

Wiechert (1897) feltételezte, hogy a Föld középső része nagy sűrűségű és fémes összetételű. Tőle származik a magot körülvevő köpeny elnevezés is. **Oldham** (1906) elsőként feltételezte, 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 100°-nál kisebb epicentrális távolságú állomásoknál tapasztalt értékek alapján várt. Oldham a P-hullám beérkezések árnyékszónájára is következtetett.



Andrija Mohorovičić
(1857-1936)

Mohorovicic horvát 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 kritikus szögben refraktált hullámból származó beérkezések megelőzték 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).

Oldham feltételezéseit **Gutenberg** (1914) bizonyította be. Megállapította, hogy a P hullám árnyékszónája 105° és 143° epicentrális távolság között jelentkezik, és 2900km mélységben adta meg a földmag-földköpeny határfelület mélységét.

1925 – **Conrad** ekkor dolgozta fel a Keleti Alpokban (Tauern) 1923-ban kipattant földrengés adatait - óta ismert, hogy a kontinentális kéreg két részből áll.

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

Benioff (1954) rögzítette azt a tényt, hogy a mélytengeri árkok környezetében kipattant földrengések mélységeloszlása egy 30-60°-os dőlésű, viszonylag szűk sávhoz, az aláhajló litoszférához köthető. Ezt a tértartományt Benioff-zónának nevezték el. A lemeztektonika elmélete a 60-as évek végére kristályosodott ki.

A földrengések jellemzésére az első intenzitás skála kidolgozása **Rossi** és **Forel** (1883) nevéhez fűződik, mely egy tíz fokozatú skála volt. A japán hét fokozatú **Shindo** skálát **Omori** dolgozta ki 1894-ben. **Mercalli** intenzitás skálája (1897) kezdetben tízfokozatú volt. Az USA-ban még ma is használatos 12 fokozatú skála bevezetése (1931) **Wood** és **Neumann** érdeme. Az intenzitás skálák közös jellemzője, hogy a fokozatokat a felszínen tapasztalt jelenségek és pusztító hatások alapján lehet meghatározni az adott helyre, és az egyes fokozatok a talajrészecskék gyorsulásával arányosak.

A földrengés hipocentrumában felszabaduló energia jellemzésére a magnitúdó használatos, melyre az első definíciót Richter 1935-ben adta meg. E szerint a magnitúdó egy standard (**Wood-Anderson**) szeizmográfal a 100km-re az epicentrumtól felvett szeizmogramon a legnagyobb kitérés (mikronban mért amplitúdójának) tízes alapú logaritmus.

Press és **Ewing** az USA-ban 1952-ben fejlesztette ki a három komponens regisztrálását lehetővé tevő elektromechanikus szeizmográfot. A jelenlegi szeizmológiai obszervatóriumokban különböző periódusidejű elektrodinamikus szeizmográfokat használnak és a rendszerek rendkívül nagy erősítéssel jellemezhetők. Így 10^{-9} m talajmozdulás is kimutatható.

A szeizmológia egyre több és nagyobb felbontású mérései a Föld belső felépítésének egyre pontosabb megismerését segítik elő. Bár más módszerekkel is kiegészítve intenzív kutatások folynak a földrengések prognosztizálása területén, jelenlegi ismereteink alapján nem tudjuk a földrengéseket előre jelezni.

Az *Átfogó Atomcsend Szerződés (Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty, CTBT, 1996-ban nyitották meg aláírásra)* keretében létrehoztak egy ellenőrzési rendszert, melynek része a szeizmikus megfigyelő rendszer. Ennek a rendszernek jelenleg 76 országban összesen 170 állomása van, ezek közül 50 elsődleges, 120 pedig úgynevezett kiegészítő állomás. 2009-ben az elkészültség kb. 80 %-os volt. Az állomások fő feladata, hogy a teljes hullámalk elemzésével a nukleáris robbantásokat a földrengésektől megkülönböztessék, és a nukleáris robbantásokat pedig területileg minél pontosabban lehatárolják.

2. ELMÉLETI ALAPOK

Longitudinális és transzverzális hullámok

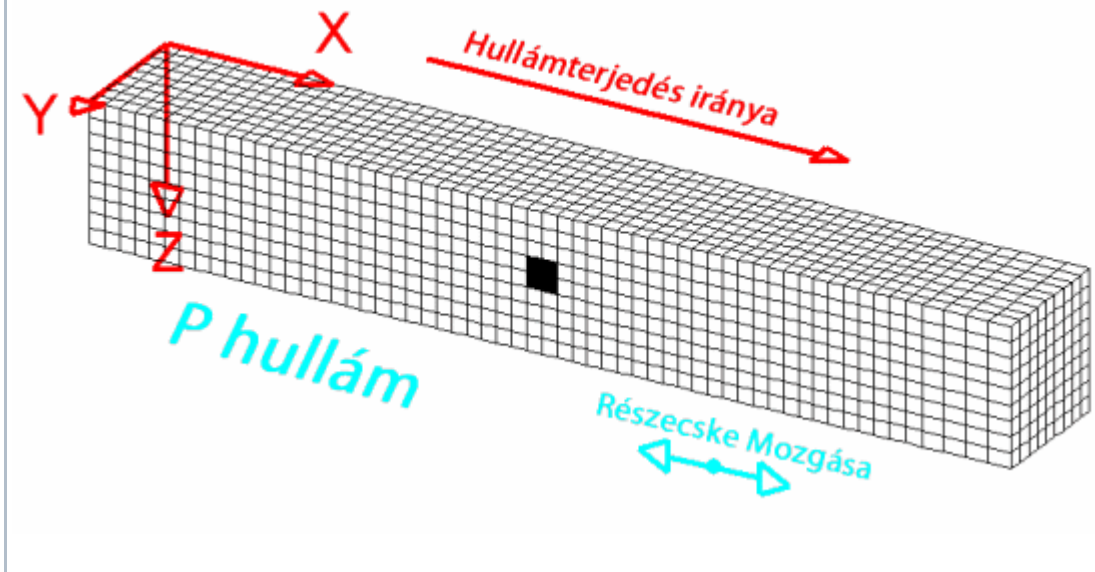
Mechanikai értelemben merev, rugalmasan deformálható továbbá képlékeny testeket különböztetünk meg. A szeizmikus hullámterjedés rugalmas közegben valósul meg, azaz a feszültség és alakváltozás között jó közelítéssel lineáris összefüggés van. Rugalmas közegben a rezgésállapot megszűnte után a közeg eredeti 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. A levezetéseket mellőzve a két testhullámra vonatkozó egyenlet:

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

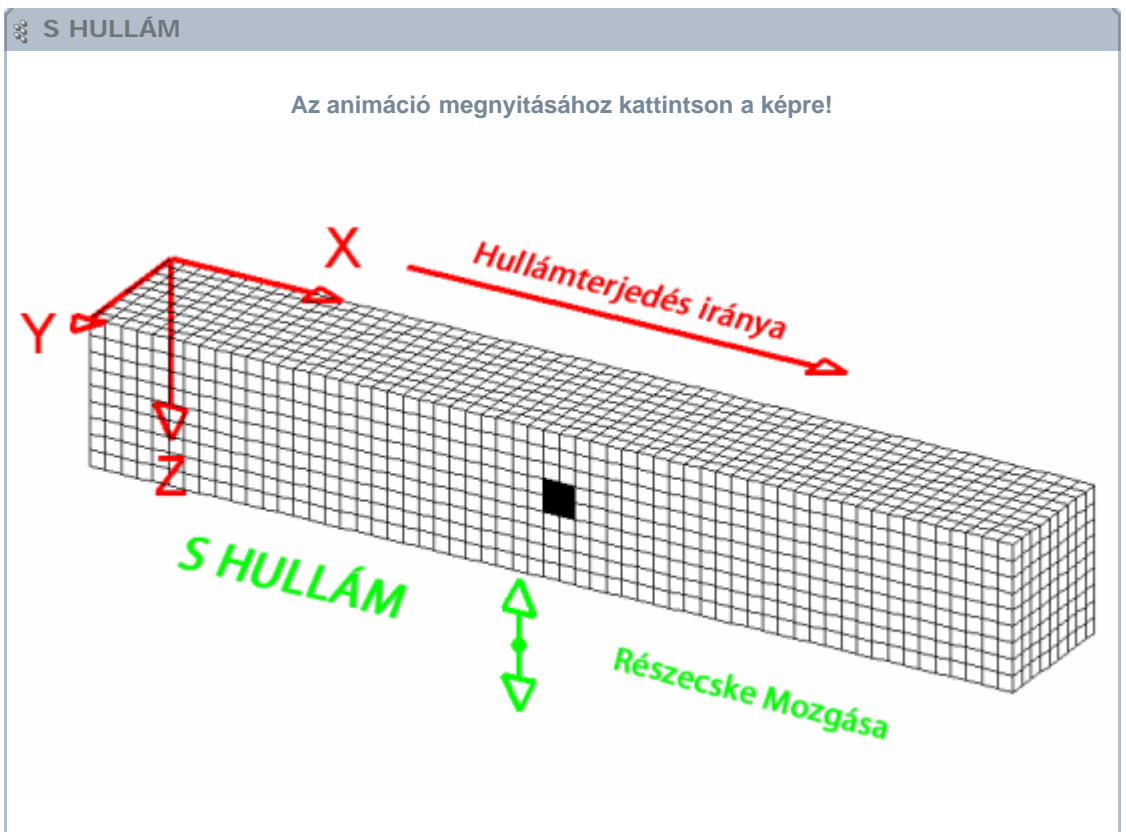
$$\frac{\partial^2 \vec{\psi}}{\partial t^2} = \frac{\mu}{\rho} \Delta \vec{\psi}$$

A fenti egyenletben a θ skalár potenciál az \vec{u} elmozdulás vektor divergenciája, az alsóban $\vec{\psi}$ vektorpotenciál az elmozdulás vektor rotációja, λ és μ a **Lamé állandók**, ρ a sűrűséget jelöli. A felső egyenlet vonatkozik a longitudinális (primér, P, kompressziós) hullámra, mert olyan mozgást ír le, amelynél a terjedés irányában sűrűsödés és ritkulás váltakozik. Ennek eredményeként az elemi részecskék a következő animációban látható, a hullámterjedés irányával egybeeső **longitudinális** mozgást végeznek.

Az animáció megnyitásához kattintson a képre!



A második egyenlet a **transzverzális** (szekunder, S, nyírási) hullámra vonatkozik. Itt a részecskék mozgásának iránya merőleges a terjedési irányra és térfogatváltozás nincs. Megkülönböztetünk SV és SH hullámot attól függően, hogy az S hullám terjedése során a részecskék a függőleges (SV hullám) vagy a vízszintes síkban (SH hullám) végzik rezgésüket. A következő animáció az SV hullám terjedését szemlélteti.



A fenti hullámegyenletekben az elsőből a longitudinális hullám sebessége adható meg:

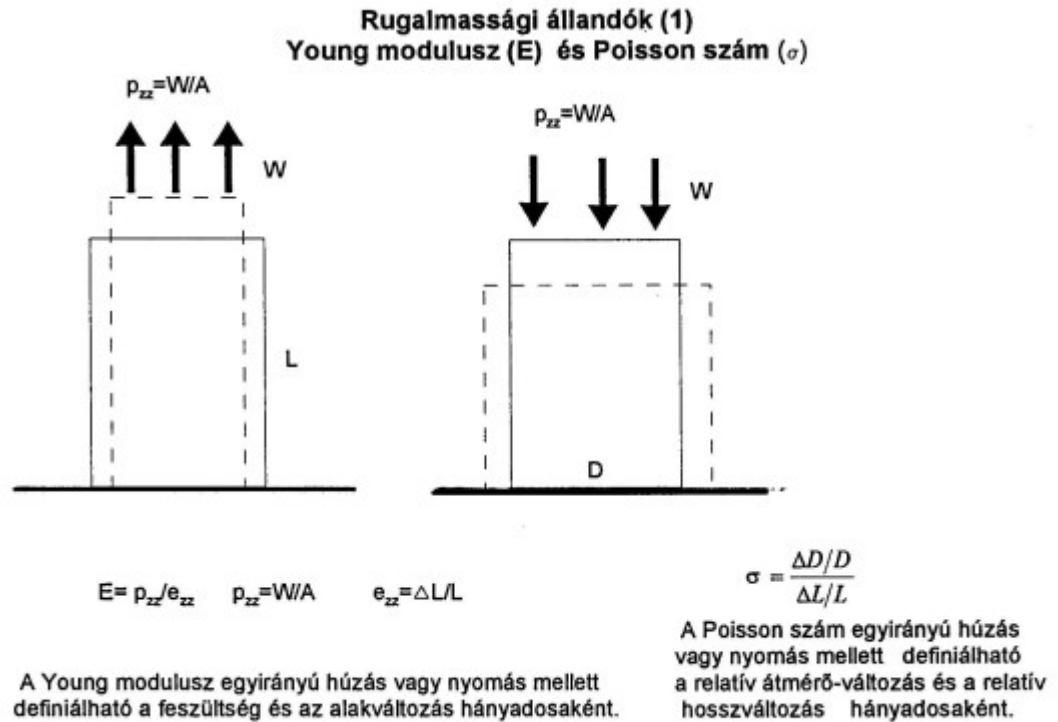
$$v_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}$$

míg a másodikból a transzverzálisé:

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

Az összefüggések szerint a rugalmas hullámok terjedési sebességét a Lamé állandók (λ és μ) és a sűrűség (ρ) határozza meg. A longitudinális hullám gyorsabban terjed, mint a transzverzális, ami matematikailag könnyen belátható, mert a Lamé állandók pozitív értékek. Az is látható, hogy a két testhullám sebesség aránya a sűrűségtől nem, a rugalmassági állandóktól viszont függ. Ez az arány a gyakorlatban elfogadható $\lambda = \mu$ feltételezéssel $\sqrt{3}$.

A legfontosabb rugalmassági állandókat és definíciójukat a 9.1 és 9.2. ábrán mutatjuk be.



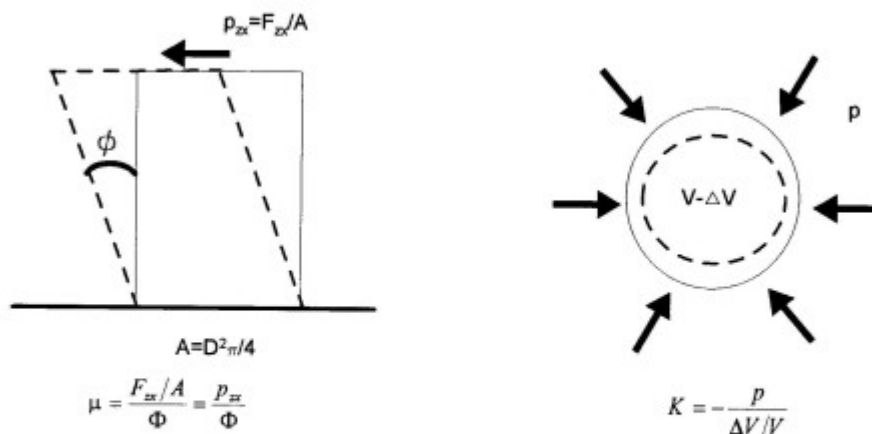
9.1. ábra: A Young modulusz és Poisson szám definíciója [1]

Geotechnikai alkalmazásokban a **nyírási modulusz** és az **összenyomhatósági tényező** ismerete különösen fontos. A transzverzális hullám terjedési sebessége és a kőzet sűrűsége ismeretében a nyírási modulusz számítható. A nyírási modulusz és a longitudinális hullám terjedési sebességének ismeretében a longitudinális hullám sebességére vonatkozó fenti összefüggés átalakításával pedig a K térfogati rugalmassági tényező fejezhető ki (mivel a rugalmassági tényezők egymás függvényeiként adhatók meg):

$$v_p = \sqrt{(4\mu/3 + K)/\rho}$$

A megadott rugalmassági állandók mértékegysége N/m^2 , kivéve a Poisson számot, mely dimenzió nélküli mennyiség. Kőzetekre a Young modulusz, nyírási modulusz és az összenyomhatósági tényező általában 10^{10} - $10^{11} N/m^2$ nagyságrendű.

Rugalmassági állandók (2)
Szilárdsági (v. nyírási modulusz) (μ) és összenyomhatósági tényező ($1/K$)



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

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

9.2. ábra: Szilárdsági és összenyomhatósági tényező definiálása [ii]

Összefoglalva megállapítható, hogy a szilárd közegben terjedő rugalmas testhullámok sebességének és a közeg sűrűségének ismeretében valamennyi rugalmassági állandó meghatározható.

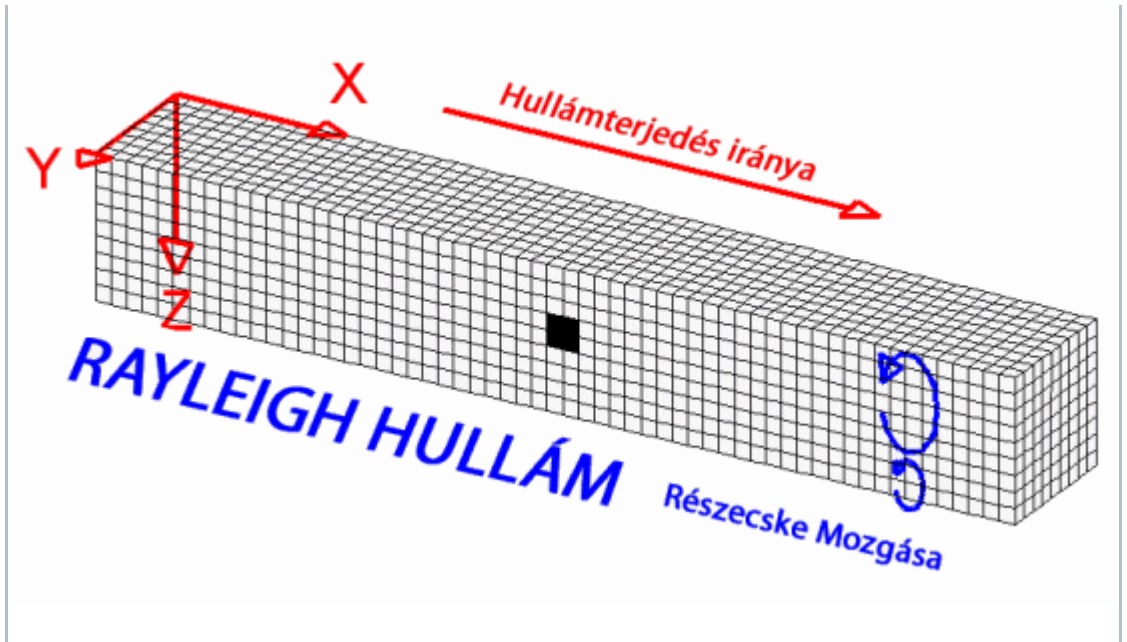
Rayleigh és Love hullámok

A testhullámokon kívül a szabad felszín közelében felületi hullámok is megfigyelhetők. Ezek a Rayleigh és Love hullámok. A földrengéseknél a földrengés mechanizmusától, mélységétől, a helyi geológiai viszonyoktól is függően elsősorban a felületi hullámoknak van pusztító hatásuk. Közös jellemzőjük, hogy diszperzívek (azaz a különböző frekvenciájú rugalmas hullámok eltérő sebességgel haladnak) továbbá az, hogy a mélység és a frekvencia szorzatával a részecskék kitérésének amplitúdója exponenciálisan csökken.

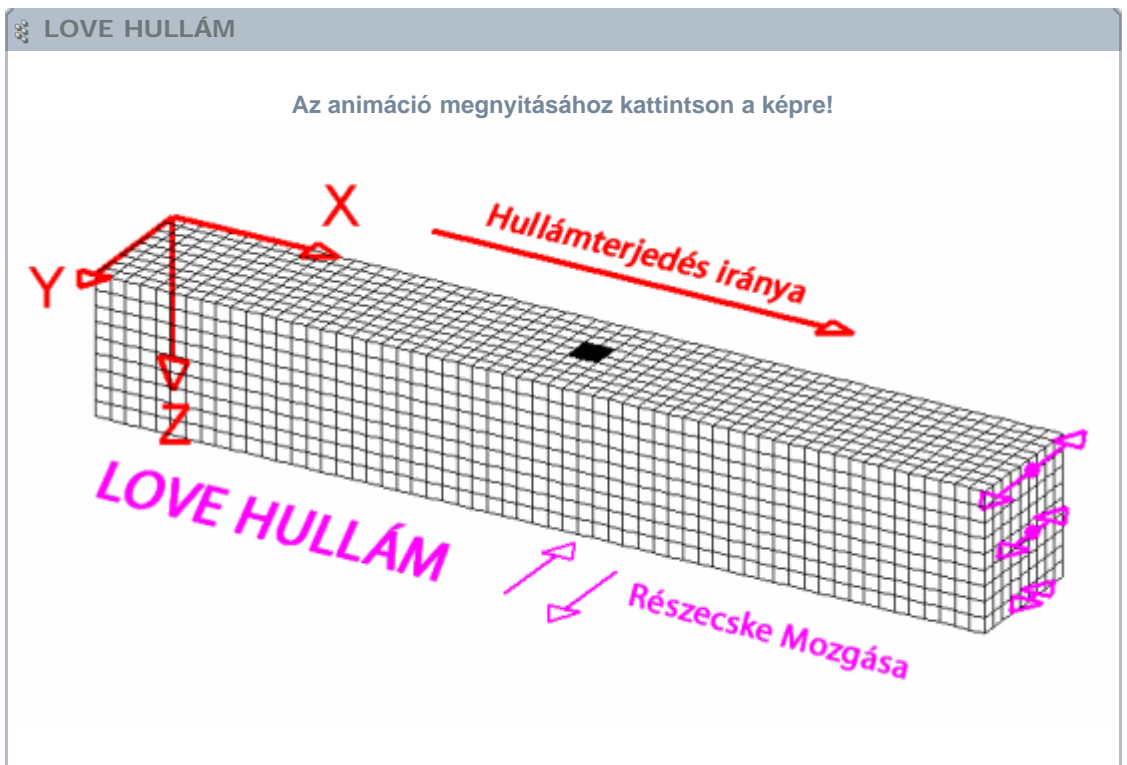
A **Rayleigh-hullám**oknál a közeg pontjai a hullám terjedési irányában lévő vertikális síkban ellipszis pályán végzik rezgésüket a forrás felé mintegy visszafelé forogva. Egy SV és egy P hullám szuperpozíciójaként kezelhetők, ahol a részecskék vertikális kitérése mintegy másfélszer nagyobb, mint horizontálisan.

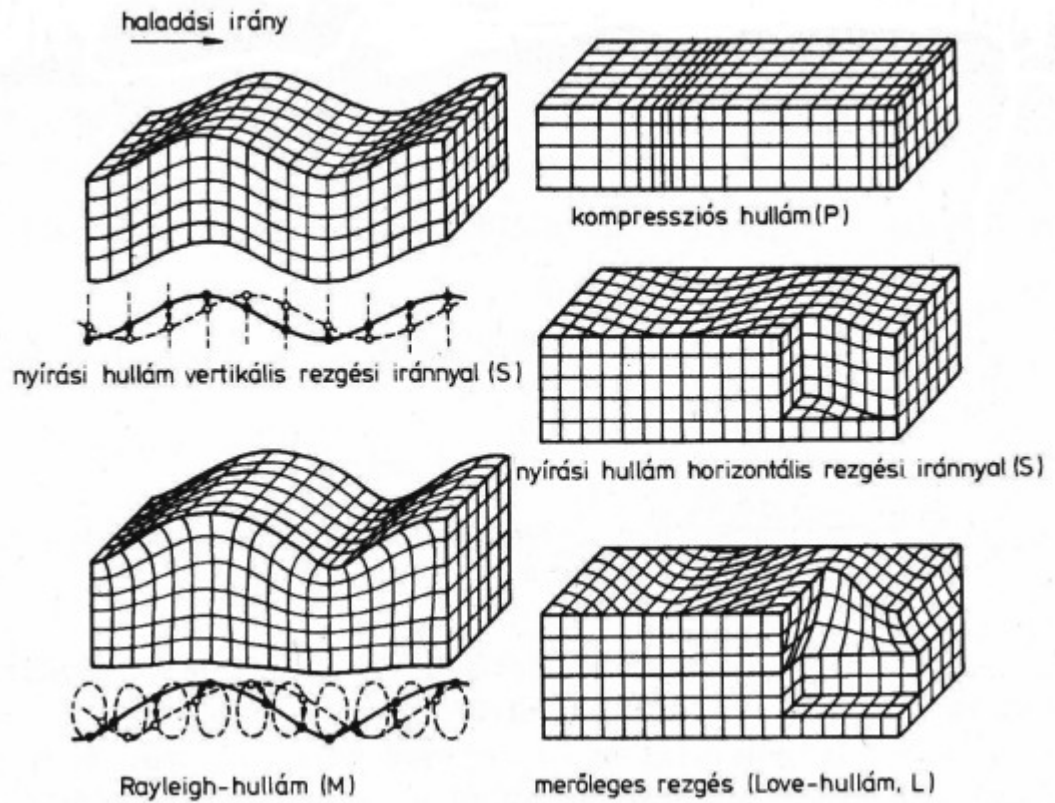
RAYLEIGH HULLÁM

Az animáció megnyitásához kattintson a képre!



A másik felületi hullám a **Love hullám**, itt a részecskék a vízszintes síkban, a hullám terjedési irányára merőlegesen rezegnek. Kialakulásuknak kedvez, hogyha a felszíni laza réteg alatt egy keményebb kőzet található.





9.3. ábra: A test és felületi hullámok együttes szemléltetése [iii]

A **9.3. ábra** a korábban animációkkal külön-külön szemléltetett hullámokat együtt mutatja. Az ábrán az SV, P, SH testhullámok, továbbá a Rayleigh és a Love felületi hullámok láthatók. A hullám mind az öt esetben balról jobbra, x irányban halad. Az elmozdulás vektor (\vec{u}) komponensei $\vec{u}(u, v, w)$. Ebben az esetben az SV hullámra (bal oldalon, fent) vonatkozó differenciál egyenlet

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

A P hullámra (jobb oldalon a felső ábra) vonatkozó

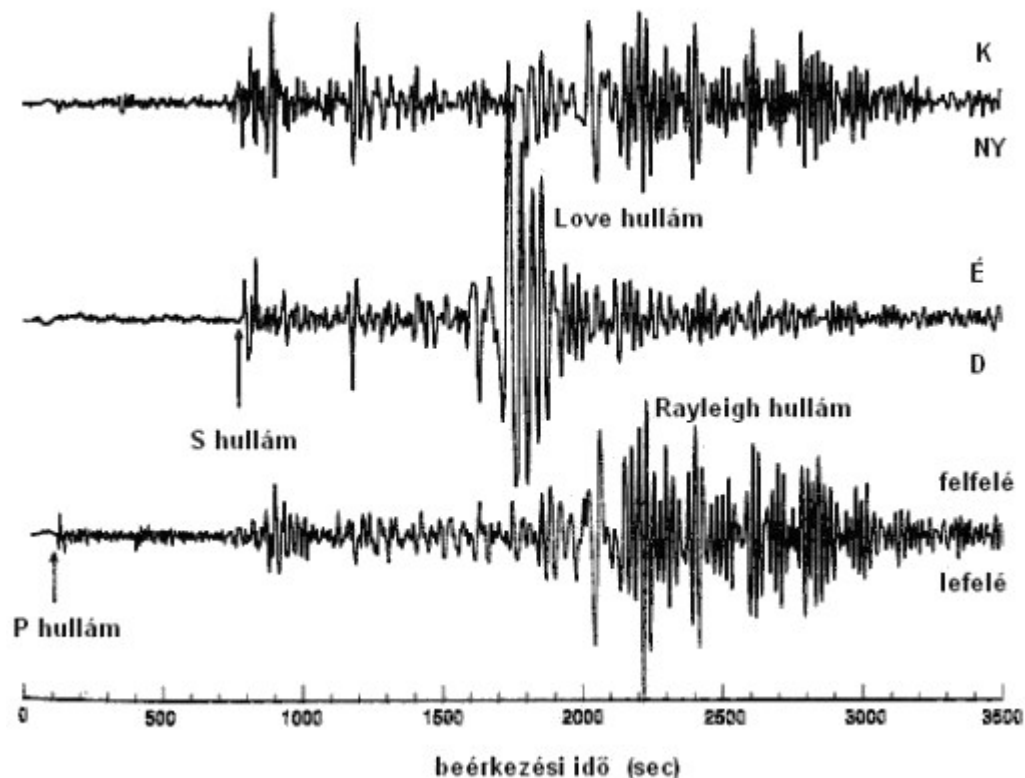
$$\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \frac{\partial^2 u}{\partial x^2}$$

míg az SH hullámra (jobb oldalon középen)

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

alakú.

A **9.4. ábrán** egy szeizmogram látható, mely a K-Ny-i, É-D-i és a vertikális irányú részecske elmozdulásokat szemlélteti. Feltűnő a felületi hullámok nagyobb amplitúdója. A Rayleigh hullám markánsan jelentkezik a vertikális és a horizontális (jelen esetben K-Ny-i) szeizmométer regisztrátumán, míg a Love hullám csak a horizontális szeizmogramon jelentkezik (itt az É-D-i regisztrátumon).

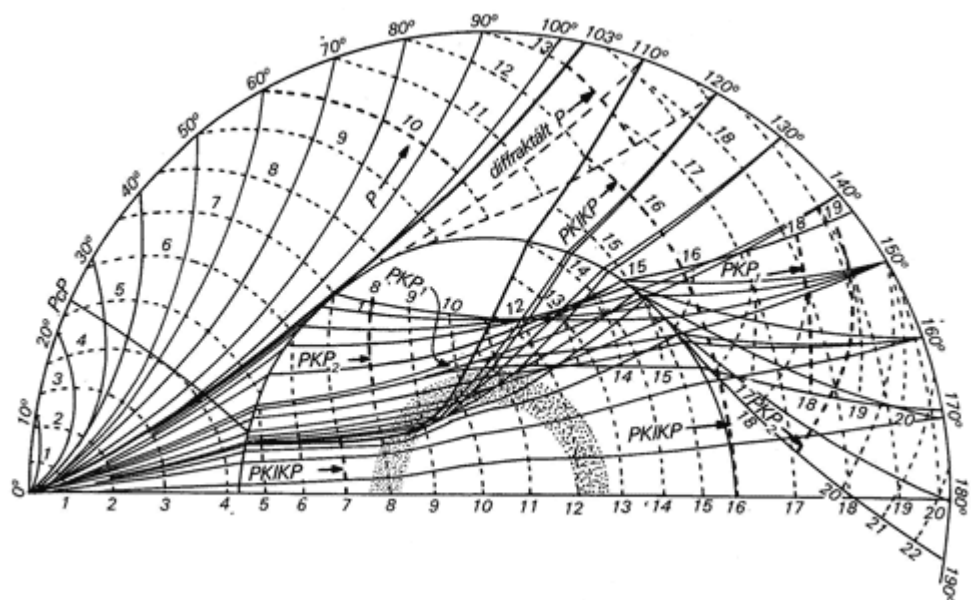


9.4. ábra: Test és felületi hullámok kijelölése szeizmogramon [iv]

3. A FÖLD FELÉPÍTÉSE

A Föld belső felépítésének a leírását a szeizmológiai megfigyelések teszik lehetővé. A kipattant földrengésekből kiinduló hullámok különböző útvonalakon haladnak. A hullámtérnek azon pontjait, ahol a rezgés fázisa azonos, hullámfelületeknek (vagy hullámfrontoknak) nevezzük. A forrás közelében a hullámfelületek gömbök, a hullámfelületre merőleges vonalak a hullámsugarak. Jóval távolabb a hullámfelületek egyre inkább egy-egy sík mentén helyezkednek el, és ilyenkor a síkhullámú közelítés alkalmazható. A rugalmas hullámok részben visszaverődnek, másrészt a határfelületeken megtörnek, a mélyebb zónákba is behatolnak, és a nagyobb földrengések a Föld egészét "átvilágítják". A **Snellius-Decartes-féle törvény** (mely mind a longitudinális, mind a transzverzális hullámokra érvényes) írja le a rugalmas hullámok törését, visszaverődését.

A **9.5 ábrán** a P hullámokra látjuk a hullámsugarak és az izokrónok alakulását a Föld belsejében. Az izokrónok azonos idejű felületekkel jellemezhetők, időértékük perc, az ábrán szaggatott vonallal vannak feltüntetve. A hullámfelületekre merőleges folytonos vonalak (a hullámsugarak vagy hullámnormálisok) a longitudinális hullámok által befutott útvonalat mutatják. A betűjelölés utal arra, hogy a különböző epicentrális távolságokba beérkező rugalmas hullám milyen útvonalon halad. Az epicentrális távolsággal a felszínen lévő megfigyelési pont epicentrumhoz képesti helyzetét tudjuk jellemezni, ez fokban értendő. Arra a főkörre vonatkozik, melyet az epicentrum és az észlelési pont határoz meg. A földrengés fókuszából - melyhez a 0° epicentrális távolság tartozik - longitudinális (P) és transzverzális (S) hullámok indulnak ki. Mivel a **9.5. ábra** a P hullámokra szorítkozik, ezért itt valamennyi hullámút leírásában P az első karakter.



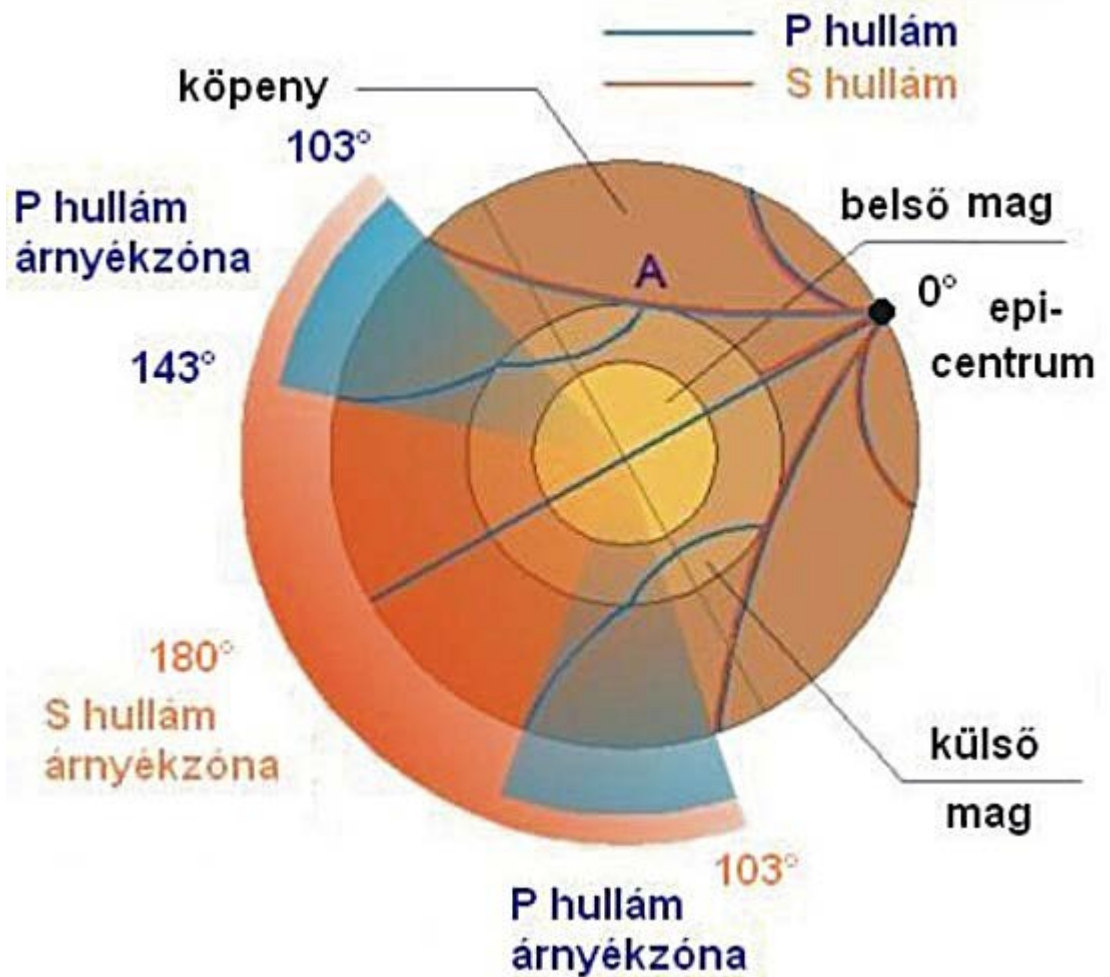
9.5. ábra: P típusú hullámokhoz tartozó izokrónok (szaggatott) és hullámnormálisok [V]

Az, hogy az alsó köpenyben és a külső magban egy fokozatos sebesség növekedésnek kell lenni (**9.8. ábra**), a két zónában a hullámsugarak visszahajlásából következtethető ki. A P hullámokra az árnyékszóna 103° és 143° között van, 143° epicentrális távolság után két longitudinális hullám – PKP1 és PKP2 – beérkezés rövid időn belül követi egymást. Az árnyékszóna geometriai helyzetéből és a 143° epicentrális távolságot követő két longitudinális hullám beérkezéséből következtettek arra, hogy 2900km mélységben jelentős sebességcsökkenés van. A (külső) magon áthaladó hullám jelölésére **Wiechert** vezette be a *Kern* szóra utalva a K betűt. A **9.6. ábra** a két testhullámra vonatkozó árnyékszónát mutatja. A földrengéssel átellenes földfelszíni észlelési pontokban olyan transzverzális hullámbeérkezést, mely a magot "átvilágítaná" azért nem kaphatunk, mert a külső mag fluidumszerű. A **9.7. ábra** a bal alsó részen látható sebesség-mélység modellre (*Kenett IASP91 modell*) adja meg a magon áthaladó hullámsugarakat és a $D > 140^\circ$ epicentrális távolságokra a PKIKP, PKP1, PKP2 hullámok menetidőgörbéjét.

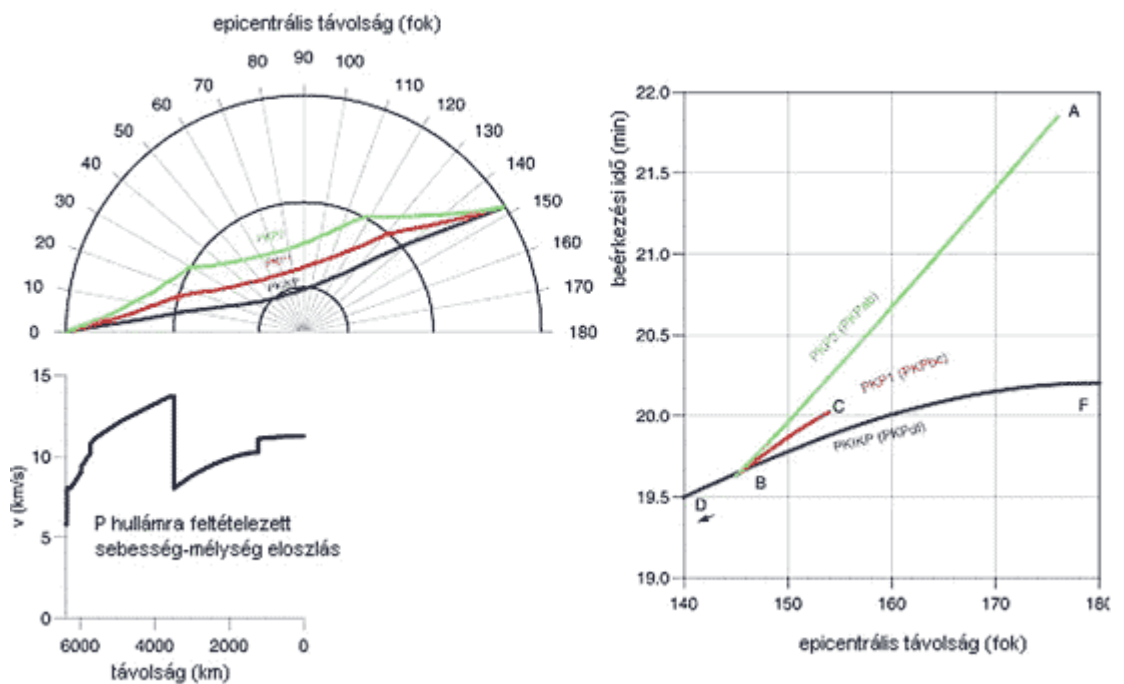


INTERNETES KITEKINTÉS

Részletesen **Bormann** (2002),
http://www.daleh.id.au/EX_11.3_rev1_Identification_and_analysis_of_short-period_core_phases.pdf



9.6. ábra: A testhullámok árnyékszónái



9.7. ábra: PKIKP, PKP1, PKP2 hullámokhoz tartozó hullámsugarak és menetidőgörbék [vi]

A 9.7. ábrán látható, hogy van olyan epicentrális távolság tartomány, melybe három longitudinális hullám is beérkezik. Ezek közül elsőként érkezik be az a PKIKP hullám, mely a többivel eltérően a belső magon is

áthalad (a jelölésben az I utal erre a tértartományra, míg a külső magon való áthaladásra a K betű). A PKP1 és PKP2 hullámok csak a longitudinális hullám árnyékszónájánál nagyobb epicentrális távolságok mellett észlelhetők, ellentétben a belső magon is áthaladó hullámmal, mely kis amplitúdójú longitudinális beérkezésként megjelenik a P árnyékszónában is. Ilyen PKIKP hullámsugár látható a **9.5. ábrán** pl. 120°-os epicentrális távolságnál is.

Megjegyezzük, hogy a megemlítettekhez képest további beérkezések is vannak (pl. a belső mag felszínéről reflektált hullám).

A szeizmológiai alapján a Föld belső szerkezete négy jól elhatárolható tértartománnyal írható le, melyek a kéreg, köpeny, külső és belső földmag. Rugalmassági szempontok szerint a kéreg és a köpeny felosztható litoszféra, asztenoszféra és a mezoszféra zónákra.

A földkéreg felfedezése **Mohorovicic** érdeme, a történeti áttekintő részben kitértünk arra, hogy elsőként ő mutatta ki a földkéreg a földköpenytől elválasztó határfelületet a jelentős sebesség-növekedés alapján. Az ő tiszteletére ezt a határfelületet **Mohorovicic diszkontinuitás**nak (gyakran csak *Moho*-nak) nevezzük. Átlagos vastagsága a kontinentális területeken 30km, de a magas hegységek alatt az izosztikus egyensúlyi viszonyoknak megfelelően vastagabb, elérheti a 60-70km-t is, ellentétben az óceáni területekkel, ahol a földkéreg vastagsága csupán 5-6km.

Ugyancsak a szeizmológiai mérések mutattak rá a földkéreg nem egységes voltára. A legfontosabb különbségek: az óceáni kéreg nem csak vékonyabb, hanem ellentétben a kontinentális kéreggel nincs benne meg a gránitos összetételű kőzettartomány. A kontinentális kéregben ez a savanyú rész felel meg a felsőkéregnek, melyet a *Conrad-felület* választ el a gabbró összetételéhez hasonló alsókéregtől. A földköpeny hagyományosnak mondható felosztása szerint a *Repetti-féle másodrendű felület* (980 km mélyen) választja el a felső és alsó köpenyt, egyre inkább elfogadott osztályozás szerint a felső köpeny a földkéreg és a *Byerly-féle másodrendű felület* (410 km) közötti gömbhéjszerű tértartomány, a középső a 980 és 410 km közötti, még az alsó a Repetti felület és a földmag határa közötti rész.

Közvetlenül a földmag és a földköpeny határfelülete – a **Gutenberg-Wiechert-féle törésfelület** – felett található a D" réteg, melynek vastagsága átlagosan 200km (150-300km között változik). A külső magot folyadékszerűnek kell feltételezni, ugyanis benne a transzverzális hullám nem terjed, másrészt benne a longitudinális hullámok sebesség csökkenése is megfigyelhető. A nagy nyomású és hőmérsékletű folyadékszerű külső és a szilárd halmazállapotú belső mag közötti határfelület a Lehmann-féle diszkontinuitás.


Rugalmassági tulajdonságok alapján a köpeny és a kéreg tértartományát három részre lehet felosztani. Ez a három gömbhéjszerű rész a litoszféra, asztenoszféra és a mezoszféra. A Föld szilikátos öve, mely a földkéregből és a földköpeny felső részéből áll, a litoszféra. A litoszféra a kontinentális területeken mintegy 150-200km, míg az óceáni területeken csupán 50-100km vastag. Az asztenoszféra a földköpenyen belüli, a közvetlenül a litoszféra alatt található, kis merevségű, alacsony sebességű zóna (LVZ), melyet *Gutenberg-csatornának* is szokás nevezni. Vastagsága eltérő a kontinentális és az óceáni területek alatt. Míg kontinentális litoszféra alatt 200-400km-t is elérhet, addig az óceáni alatt 50-100km. Benne a nyírési hullámok (ugyanúgy, mint a longitudinális hullámok) csökkent sebességgel haladnak, tehát szilárd halmazállapotú zóna. Az asztenoszférában kis mértékű olvadást (részleges olvadást) feltételeznek, mely hozzájárul az asztenoszféra plasztikus viselkedéséhez. Az asztenoszféra és a földmag határa közötti szilárd halmazállapotú, ridegebb, egyre nagyobb nyomással és hőmérséklettel jellemezhető zónát mezoszférának nevezik.

A földrengések, a Föld sajátrezgései és a nukleáris robbantások szeizmikus feldolgozása révén a Föld belső felépítését a longitudinális és transzverzális terjedési sebesség és a sűrűség mélység szerinti eloszlása alapján egyre jobban megismerjük. Ezen kőzetfizikai paramétereket a sugár függvényében **Dziewonski** és **Anderson** (1981) adta meg. Mintegy kétmillió P és S hullám regisztrátumát dolgozták fel, modelljüket *Preliminary Reference Earth Model (PREM)* – Ideiglenes Referencia Föld Modellnek nevezték el.

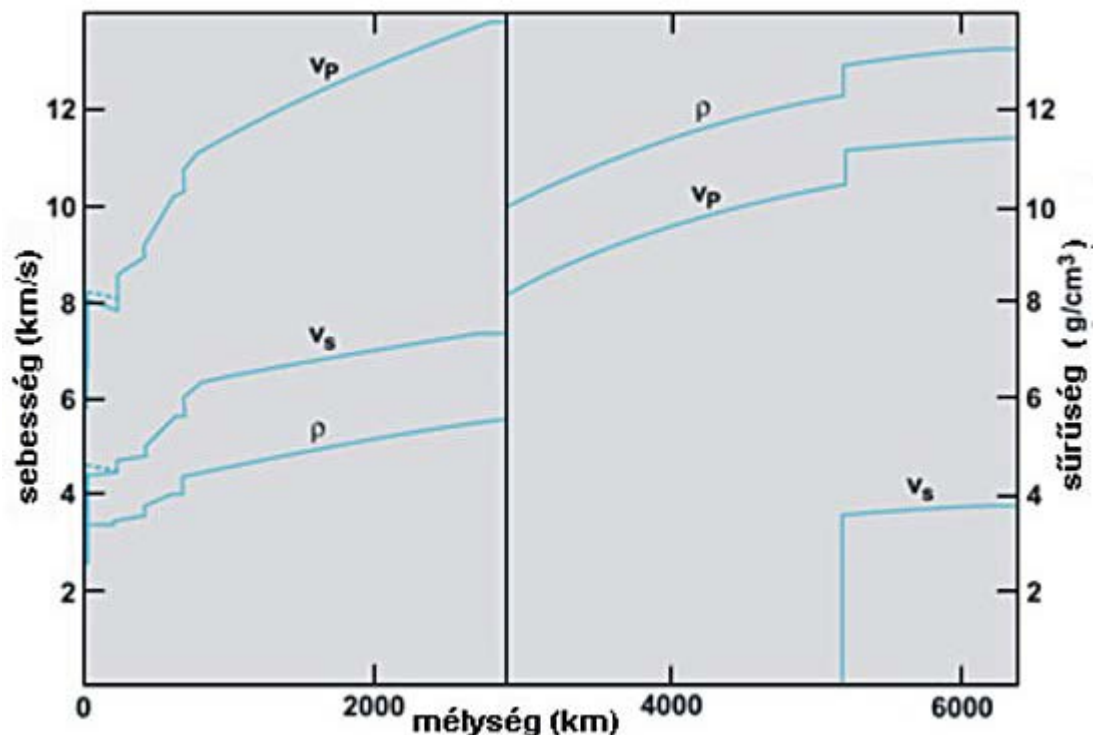


INTERNETES KITEKINTÉS

Részletes adatok:

http://geophysics.ou.edu/solid_earth/prem.html 

A **9.8. ábra** a mélység függvényében adja meg az általuk meghatározott sebesség és sűrűség eloszlást.



9.8. ábra: P és S hullám sebességének és a sűrűségnek mélység szerinti változása az Ideiglenes Referencia Föld Modell alapján [vii]

4. FÖLDRENGÉSEKKEL KAPCSOLATOS FOGALMAK

Hipocentrum, epicentrum

A földrengések jellemzéséhez a **fészekmélység (hipocentrum)**, az epicentrum (mely a hipocentrum felszíni vetülete) helye, a kipattanás időpontja, és a magnitúdó szükségesek.

Sekély fészekmélység meghatározására **Mohorovicic**, míg mély fészű rengések hipocentrumának meghatározására **Wadati** dolgozott ki eljárást. **Kövesligethy** makroszeizmológiai megfigyelések alapján vezetett le összefüggést a fészekmélység meghatározására. Az összefüggéseket levezetésekkel együtt **Kis** (2007) ismerteti.

Az **epicentrum** meghatározásához legalább három olyan obszervatóriumi regisztrátum szükséges, melyekből a longitudinális és transzverzális beérkezési időkülönbség meghatározható. Minél nagyobb a beérkezési időkülönbség, annál távolabb van az állomástól az epicentrum. Ebből az időkülönbségből egy-egy állomásra meghatározható az az r sugarú kör, melynek bármelyik kerületi pontja megfelelhet az epicentrumnak. A megoldás geometriai értelemben három kör közös metszéspontjának meghatározását jelenti. A kipattanási idő meghatározása is a longitudinális és transzverzális beérkezési időkülönbség ismeretében lehetséges, azt feltételezik, hogy mind a két hullám ugyanazt az utat teszi meg a hipocentrumtól az obszervatóriumig (**Kis**, 2007).

Intenzitás

A földrengésnek egy adott helyen az épített környezetre gyakorolt hatásának mértékét kifejező számérték az **intenzitás**. Leegyszerűsítve adott helyen a pusztítás mértékével arányos, és nem fejezi ki a földrengés kipattanása során felszabaduló energiát. Európában több intenzitás skálát használtak, jelenleg (1992 óta) a tizenkét fokozatú **Európai Makroszeizmikus Skála (EMS)** van érvényben. Az I-es fokozat jelöli a kis intenzitást, a XII-es fokozat pedig a legnagyobbat.



INTERNETES KITEKINTÉS

A fokozatok leírása megtalálható a következő helyen:

Magnitúdó

A **magnitúdó** értékét a földrengés során felszabaduló energia nagysága határozza meg. A magnitúdó skála logaritmikus. Ha egy rengés magnitúdója egy egységgel nagyobb a másikhoz képest, akkor az kb. 30-szor nagyobb energiájú földrengést jelent.

Elsőként **Richter** dél-kaliforniai földrengésekre 1935-ben definiálta a magnitúdót. Meghatározása szerint a földrengés magnitúdója az epicentrumtól 100km-re lévő normál szeizmográffal felvett szeizmogram legnagyobb amplitúdójának mikronban leolvasott értékének 10-es alapú logaritmus. A felületi hullám amplitúdója alapján történt a jellemzés. A nagy mélységű rengéseknél alig jelentkezik felületi hullám, ott a magnitúdó megállapításához az első beérkezés – tehát P, esetleg a későbbi S típusú hullám – amplitúdóját veszik figyelembe. A nagy földrengések méretének jellemzésére az utóbbi időben a momentum magnitúdót használják, mely a földrengés során keletkező törés fizikai jellemzőiből (nyírási modulusz, törési felület, átlagos elmozdulás a vető mentén) számítható ki.



INTERNETES KITEKINTÉS

A használatos magnitúdó definíciókat az alábbi helyen találjuk meg:

http://www.foldrenges.hu/index.php?option=com_content&view=article&id=123:a-foeldrenges-magnitudoja-m&catid=5:geofizika&Itemid=7

Földrengésekkel kapcsolatban további ismereteket kapunk Steiner (1983) jegyzetéből és az alábbi oldalon is: http://www.foldrenges.hu/index.php?option=com_content&view=article&id=43&Itemid=28

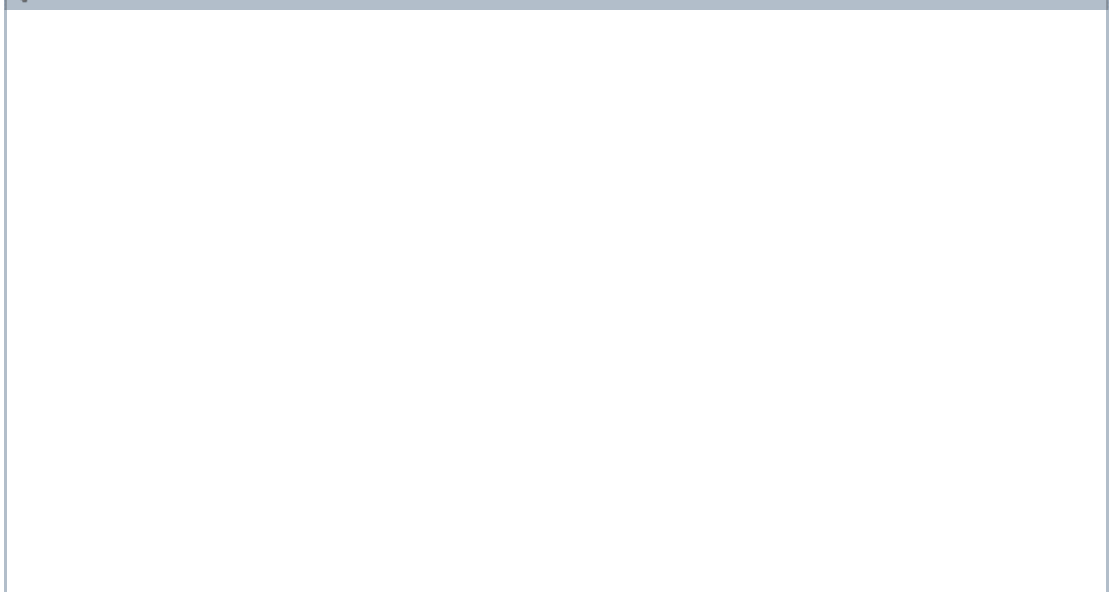
5. FÖLDRENGÉSEK ELŐFORDULÁSA

A földrengésövek egybeesnek a kéreglemez határvonalakkal. *Kis mélységű földrengések* általában – h < 70km – ott keletkeznek, ahol a lemezek ütköznek, vagy ahol egymáshoz képest elcsúsznak. *Nagymélységűek* – h > 300km – ott jönnek létre, ahol a litoszféra lemezek a köpenybe behatolnak, behajlanak. A Csendes-óceán lemeztectonikai övei mentén pattan ki a kismélységű rengések 80%-a, a közepes rengések 90%-a és szinte valamennyi nagymélységű földrengés.

Más csoportosítás szerint *sekély fészkmélységűek* az 1-5km, *közepesek* az 5-50km közöttiek és *nagy fészkmélységűek* az 50 km-nél nagyobb mélységben kipattanó földrengések.

A következő két animáció bemutatja, hogy 1980 és 1995 között hol pattantak ki nagyobb földrengések a 16 éves időszak alatt.

NAGYOBB FÖLDRENGÉSEK (1980-1995)



A következő animáció a korábbihoz képest annyi eltérést mutat, hogy itt a lemeztektonikai határok is felvannak tüntetve.



Az utóbbi időszak legnagyobb földrengése Japánban volt 2011. március 11-én. A földrengést a Csendes-óceáni lemez Észak-Amerikai lemez alá történő szubdukciója okozta (utóbbinak Japán É-i részét is magába foglaló része az Ohotszk-lemez). Japánban a GSI Intézet 1993-ban kezdte el kiépíteni a GEONET nevű GPS hálózatot a kéregmozgás vizsgálatára, amely ma több mint 1200 folyamatosan észlelő állomásból áll. Az állomássűrűség átlagosan 20-25km közötti. A jelenkori kéregmozgásokat vektorokkal lehet szemléltetni, melyek az 1200 állomásos GPS hálózat folyamatos méréseinek feldolgozásával adhatók meg.

INTERNETES KITEKINTÉS

Ezt nagyon jól mutatja be a következő honlap:
http://www.urvilag.hu/katasztofak_ellen/20110330_egy_foldrenges_es_szokoar_anatomiaja_1resz

A fenti honlapon az érdekes térképek és animációk mellett azzal a ténnyel is találkozunk, hogy a GPS mérésekből a Csendes-óceáni-lemez és az Ohotszk-lemez 90 mm/év átlagos közeledési sebessége miatt Japán keleti partjai mentén Kjusút (a legdélibb rész) leszámítva nyugati irányú elmozdulás volt tapasztalható. Ez a sebesség érték a földrengés előtti időszakban lecsökkent 17-20 mm/év értékre. A szubdukció ilyenkor részleges blokkolással párosul, mely folyamatos feszültség felhalmozódáshoz vezet. Amikor ez a feszültség meghaladja a kőzet nyomószilárdságát, törés következik be és földrengés keletkezik. A felszabaduló feszültség hatására hirtelen "visszaugranak" a lemezek, és a gyors elmozdulás a tengerfenéken is jelentkezik. Ennek függőleges komponense miatt nagy tömegű víz hirtelen megemelkedése következik be **cunami**-t (japán szó, *kikötői hullám* a jelentése), azaz szökőárt előidézve. A földrengéskor a fentiek értelmében a visszaugrás a keleti irányba következett be. Ezt látjuk a **9.9. ábrán**.

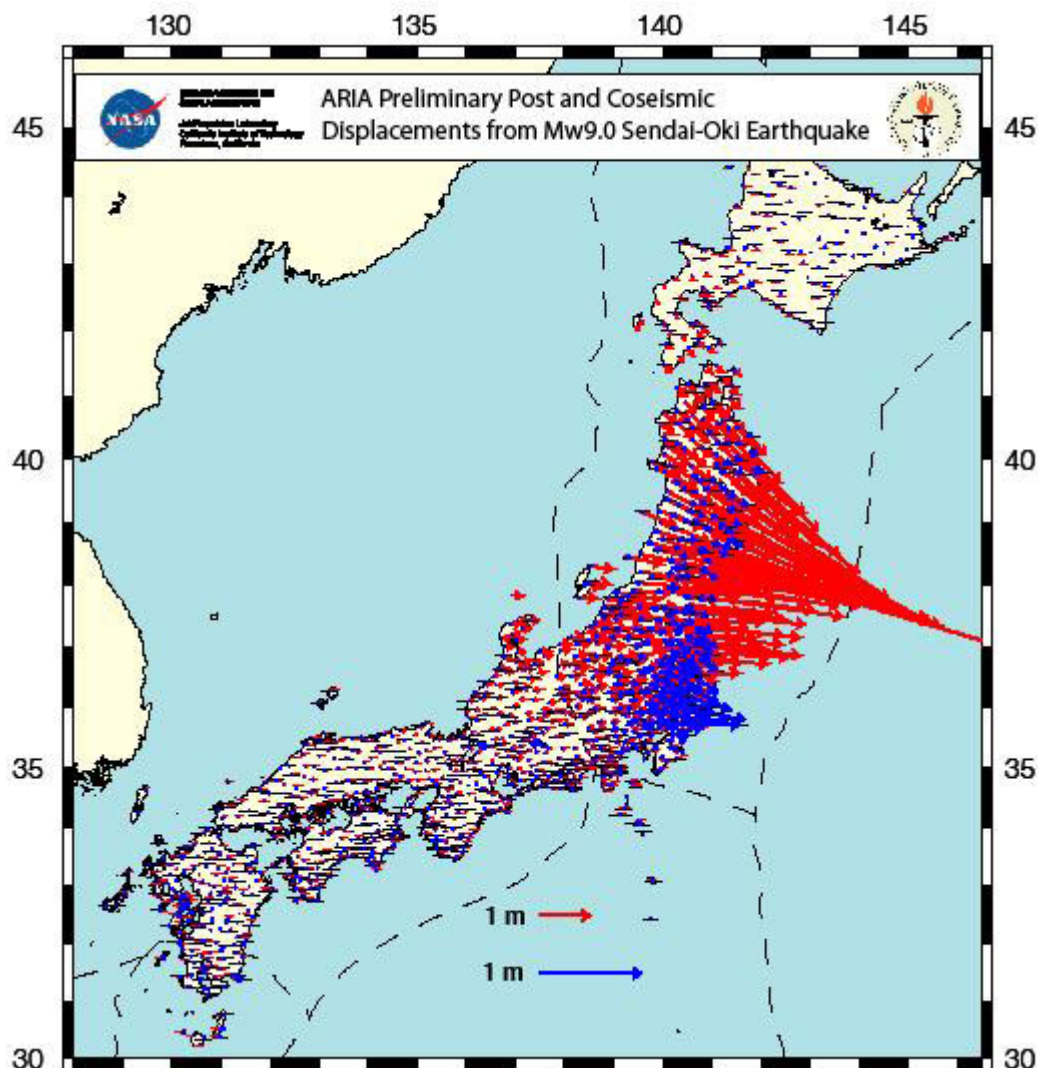
A GEONET több száz adatának feldolgozásával kapott ábra azt mutatja, hogy a 9-es magnitúdójú földrengést közvetlenül követően a K-i irányú elmozdulás egyes helyeken több métert is elért. Az elmozdulás mértékét és irányát a piros nyilak mutatják, míg a földrengést követő első nyolc órában bekövetkezett utóregések hatására az elmozdulás érhetően kisebb volt, de ez is tetemes, amit a kék nyilakkal érzékeltet az ábra. A meghatározás pontosságának mértékét a nyilak végén lévő fekete kis szakaszok mutatják.

INTERNETES KITEKINTÉS

Megjegyezzük, hogy a földrengésről számos animáció található, ezek közül ajánljuk pl. az itt található:
http://www.msnbc.msn.com/id/42037498/ns/world_news-asia-pacific/

Az előregések és az animációban is látható sok utóregés (1-50km közötti fészekmélységű teherregések és földrengések) is bizonyítják, hogy a folyamat jóval összetettebb, mint ahogy azt itt jellemeztük. Ennek

elsődleges oka a kölcsönhatásba lévő lemezeken belüli inhomogenitások.



9.9. ábra: 2011. márc. 11-i japán földrengés [viii]

A GPS-el kimért vízszintes talajmozdulás területi eloszlásának szemléltetése piros színű, míg a földrengést követő első nyolc órában bekövetkezett utórengések hatására bekövetkező vízszintes talajmozdulás szemléltetése kék színű vektorokkal.

Japán környezetében négy litoszféra lemez kölcsönhatása miatt gyakoriak a földrengések.



INTERNETES KITEKINTÉS

A következő oldalon megtudható, hogy a különböző lemez kölcsönhatások milyen elmozdulásokat okoznak, és milyen mélységben alakulnak ki a földrengések Japán vonatkozásában: <http://www.hp1039.jishin.go.jp/eqchreng/eqchfrfm.htm>

A 2011. márc. 11-i japán földrengésről, továbbá a Földön jelentkező korábbi nagy rengésekről és az aktuális földrengésekről is a legrészletesebb információt az USA Geológiai Szolgálatának a honlapjáról <http://earthquake.usgs.gov/> kaphatunk.

Természetesen más lemezhatárok mentén is létrejönnek földrengések. Pl. a transzform vetős lemezszegélyek mentén nagy mélységű földrengések kipattanása nem várható. Erre az egyik legismertebb példa a Kaliforniai-félsziget É-i részét harántoló Szent András-törésvonal.

A Szent András-törésvonal mentén a Csendes-óceáni lemez ÉNy-i, az Észak-amerikai lemez DK-i irányban csúszik el egymás mellett. A mozgás itt sem folyamatos, a kőzetlemezek időnként megállítják, blokkolják egymás mozgását, egyre nagyobb feszültség halmozódását eredményezve. Bizonyos határ felett a feszültség felszabadulása ilyen esetekben nem túl nagy mélységű földrengésekre vezet.

6. MAGYARORSZÁG FÖLDRENGÉS VESZÉLYEZETTSÉGE

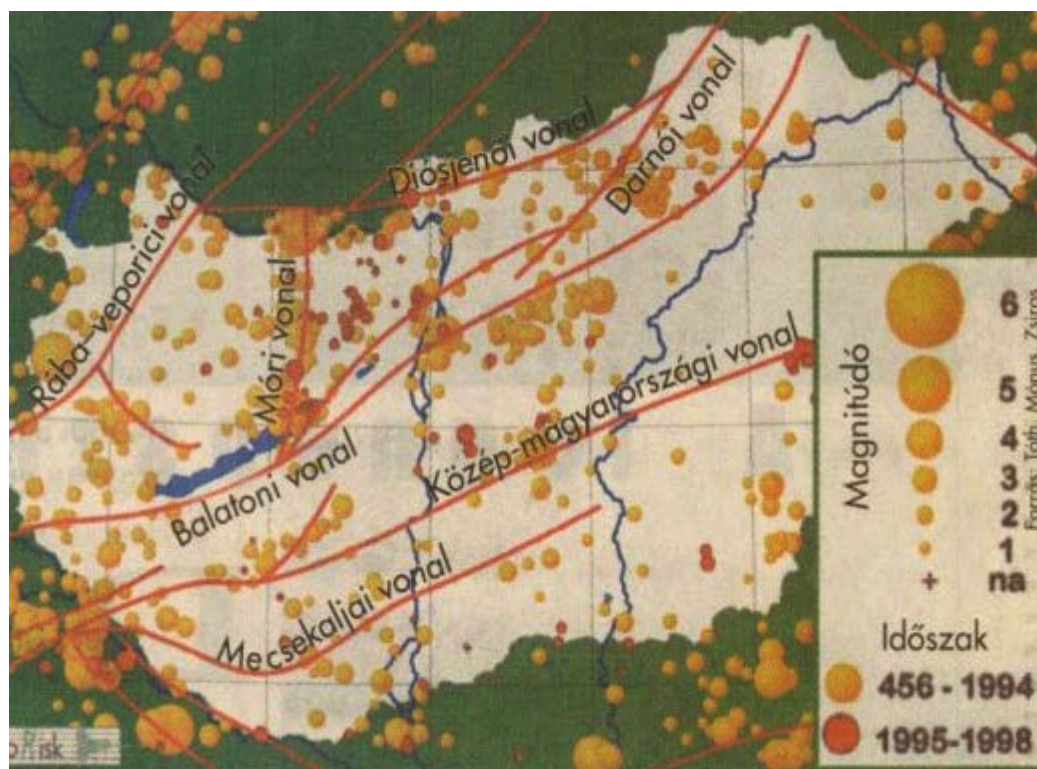
Magyarország a nagy lemeztektonikai vonalaktól elég távol van ahhoz, hogy nagy erejű földrengés akár csak kis valószínűséggel is bekövetkezhesen.



INTERNETES KITEKINTÉS

A Kárpát-medencei földrengésekről a legrészletesebb információt (többek között időpont, magnitúdó, fészekmélység adatokról) a <http://www.georisk.hu/> honlapról szerezhetünk.

A fenti honlap korábbi térképeiből a **9.10. ábrán** láthatót emeljük ki.



9.10. ábra: Földrengések eloszlása Magyarországon a nagyobb földrengés gyakorisággal jellemezhető törésvonalakkal [ix]

Egyre inkább valószínűsíthető, hogy a magyarországi földrengések kialakulásában jelentős tényező az Adriai-mikrolemez óra járásával ellentétes irányú mozgása. GPS mérések alapján az Adriai-mikrolemez 2,5-4,5 mm/évvel közeledik felénk, s a Pannon-medence ennek hatására 1,5 mm/évvel nyomódik össze. Összefoglalva elmondható, hogy Magyarország nem tartozik a magas szeizmitású területek közé. 1810 óta öt, legalább ötös, de 6-nál kisebb magnitúdójú földrengés volt. Az utolsó ezek között az 1956-os dunaharaszti földrengés volt, 5,6-es magnitúdóval. Az 1985-ös berhidai földrengés magnitúdója nem érte el ezt az erősséget, 4,7-es magnitúdójú volt.

Eurocode 8 szabvány

Magyarországon 2011-től van érvényben az EU egységes, Eurocode 8 földrengés szabványa. Ennek – leegyszerűsítve – az a lényege, hogy 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 tételnek 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.

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 alapközetten 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. Laza talajon (pl. lösz, folyami üledék) a gyorsulás lényegesen nagyobb, mint ugyanazon földrengés hatására, ugyanakkora távolságban, a kemény kőzeten mérhető gyorsulás. A helyi geológiai viszonyok figyelembe vételére az MSZ EN 1998-1/Eurocode 8 földrengés szabvány a felső 30 m-es összlet S-hullám átlagsebessége alapján hétféle talajkategóriát definiál. Öt egyszerűbb (talajfolyósodásra nem hajlamos és képlékeny rétegeket nem tartalmazó) esetben a tervezéshez szükséges szeizmikus együtthatók a szabványban mellékelt táblázatban megtalálhatók, melyek ismeretében a szeizmikus hatás vízszintes és függőleges összetevőjét leíró válaszspektrum számítható. Speciális talajok – a felső 30m-es összletben pl. talajfolyósodásra hajlamos vagy legalább 10 m vastagságú, nagy víztartalmú agyagréteg – esetében viszont geofizikai és geotechnikai vizsgálatokra van szükség.

Eurocode 8 szabványhoz képest lényegesen szigorúbb előírásokat kell alkalmazni a veszélyes ipari létesítmények (pl. atomerőművek, radioaktív hulladéktárolók) tervezésekor.



INTERNETES KITEKINTÉS

Szeizmikus zónatérkép:

http://www.foldrenges.hu/index.php?option=com_content&view=article&id=94:magyarorszag-foeldrenges-veszelyeztetettsége&catid=5:geofizika&Itemid=7

7. HIVATKOZÁSOK, IRODALOMJEGYZÉK

Bormann 2002: Identification and analysis of short-period core phases

Csókás 1984: *Alkalmazott Geofizika*, Felszíni kutató módszerek

Dziewonski, Anderson 1981: *Preliminary reference Earth model, Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 25., pp.297-356.

Kis 2007: *Általános Geofizikai Alapismeretek*, ELTE, Eötvös Kiadó

Meskó 1989: *Bevezetés a geofizikába*, Tankönyvkiadó, Budapest

Mussett, Khan 2000: *Looking into the Earth*

Sharma 1986: *Geophysical Methods in Geology*, 2nd Edition

Steiner 1983: *A Föld Fizikája*

8. ELLENŐRZŐ KÉRDÉSEK



9. LECKE: SZEIZMOLÓGIAI ALAPOK - FELADATOK



Többször megoldható feladat, **elvégzése kötelező**.

A feladat végső eredményének a mindenkori **legutolsó megoldás** számít.



Jelölje meg a helyesnek tartott válaszokat a felkínált lehetőségek közül!

1. Ki szerkesztette meg a az első szeizmoszkópot?

A japánok.

Az egyiptomiak.

A kínai Chang Heng Kr. u. 132-

ben.

2. Mikor volt az a lisszaboni földrengés , melynek utólag becsült magnitúdója 8,75 ?

1755

1955

1855

3. Melyik volt az első földrengés, melynél felismerték, hogy az elmozdulás törésvonal mentén történt?

456 Savaria

1906 San-Francisco-i földrengés

1819-es indiai Cutch

4. Hol és mikor volt Magyarország területén a legnagyobb erősségű, feljegyzett földrengés?

1956-ban Dunaharaszti

1922-ben Kecskemét

1763-ban Komáromban volt, melynek becsült magnitúdója 6,3

5. Kitaibel és Tomtsányi 1814-ben megjelent 1810 januári földrengéssel foglalkozó tanulmányukban mit adtak meg?

Intenzitás eloszlást.

Fészekmélységet.

Tanulmányukban bemutatták a legnagyobb kárt szenvedett terület határvonalát és az első lökés irányának területi eloszlását is.

6. Mikor sikerült nagy távolságban kipattant földrengést műszeresen detektálni?

1906 San-Francisco-i földrengést a Földön egyszerre több helyen is.

1755-ös lisszaboni földrengést a kínaiak mérték ki.

A Japánban 1889-ben kipattant földrengés volt az első, Potsdamban regisztrálták.

7. A magyarok közül a XX. század elején ki vezetett le összefüggést a földrengések fészekmélységének meghatározására?

Kövesligethy 1907-ben.

Ozorai 1906-ban.

8. Ki állapította meg a földrengések beérkezési időinek elemzéséből, hogy a Föld magjában egy kis sebességű zónának is kell lenni?

Cecchi (1875)

Wiechert (1897)

Oldham (1906)

9. Ki mutatta ki elsőként a földkéreg és földköpeny közti határfelületet?

Mohorovicic (1909)

Wiechert (1909)

10. Mit neveznek Benioff-zónának?

Az óceáni litoszféra szubdukciós része.

A kb. 30-60°-os dőléssel aláhajló óceáni litoszférához köthető zóna, mely a földrengések hipocentrum eloszlása alapján jelölhető ki.

11. Mi a közös Rossi és Forel (1883), Omori (1894), Mercalli (1897), Wood és Neumann (1931) szeizmológiai munkásságában?

Nevükhöz intenzitás skála kidolgozása fűződik.

Földrengés előrejelzéssel eredményesen foglalkoztak.

Epicentrum meghatározással foglalkoztak.

12. Ki vezette be a földrengés hipocentrumában felszabaduló energia jellemzésére a magnitúdó fogalmát?

Richter 1935-ben

Wood 1905-ben

Mercalli 1897-ben

13. Mi az Átfogó Atomcsend Szerződés (Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty, CTBT) által létrehozott ellenőrzési rendszer szeizmikus megfigyelő részének a feladata?

A teljes hullámalak elemzésével a felszín alatti nukleáris robbantásokat a földrengésektől megkülönböztessék, a robbantásokat pedig területileg minél pontosabban lehatárolják.

Az állomások fő feladata a tengeri nukleáris robbantások tényének feltárása.

A levegőbeli nukleáris robbantások tényének feltárása.

14. Melyik hullámegyenlet írja le az x tengellyel párhuzamosan haladó longitudinális hullám homogén, izotróp közegbeli viselkedését, ha az elmozdulás-vektor komponensei $\vec{u}(u, v, w)$

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

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

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

15. Melyik hullámegyenlet írja le az x tengellyel párhuzamosan haladó transzverzális SV hullám homogén, izotróp közegbeli viselkedését, ha az elmozdulás-vektor komponensei

$$\vec{u}(u, v, w)$$

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

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

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

16. Melyik hullámegyenlet írja le az x tengellyel párhuzamosan haladó transzverzális SH hullám homogén, izotróp közegbeli viselkedését, ha az elmozdulás-vektor komponensei $\vec{u}(u, v, w)$

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

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

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

17. Válassza ki azt a fizikai mennyiséget, amely nem rugalmassági állandó!

nyírási modulusz

Young modulusz

Rayleigh-szám

Poisson szám

összenyomhatósági tényező

18. Milyen típusú hullámok szuperpozíciójaként jön létre az Rayleigh-hullám?

SH és SV

SH és P

SV és P

19. Melyik hullámtípus lehet Love hullám?

P

SH

20. Jellemezze annak a földrengéshullámnak az útvonalát, melynek hullámsugara PKIKP karakterekkel jellemezhető!

A hipocentrumból longitudinális hullámként indul, a köpenyen áthaladva behatol a külső magba és ezt követően a belső magon is áthalad. Kifelé külső mag, köpeny a haladási útvonal és a Föld felszínén S hullámként észlelnék.

A hipocentrumból longitudinális hullámként indul, a köpenyen áthaladva behatol a külső magba és ezt követően a belső magon is áthalad. Kifelé külső mag, köpeny a haladási útvonal és a Föld felszínén is P hullámként észlelnék.

21. Hány szeizmológiai obszervatórium adata szükséges az epicentrum meghatározásához?

Az epicentrum meghatározásához legalább három olyan obszervatóriumi regisztrátum szükséges, melyekből a longitudinális és transzverzális beérkezési időkülönbség meghatározható.

Már kettőből is meg lehet határozni.

Minél több obszervatórium van, annál jobb.

22. A magnitúdó és az intenzitás értékek közül melyik fejezi ki a földrengés kipattanása során felszabaduló energia nagyságát?

Intenzitás.

Magnitúdó.

23. Hány fokozata van az 1992 óta érvényben lévő Európai Makroszeizmikus Skálának (EMS)?

Tizenkettő (I-XII)

Kilenc.

Tíz.

24. Van-e különbség a Japánban és a Szent-András törésvonal mentén kipattanó földrengések kialakulási mechanizmusában?

Van, mert míg Japánban a legfontosabb tényező a Japán környezetében lévő négy nagy lemez kölcsönhatása, melyek közül a Csendes-óceáni lemez szubdukcióját kell kiemelni, addig a Szent-András-törésvonal mentén a Csendes-óceáni lemez ÉNy-i, az Észak-amerikai lemez DK-i irányban csúszik el egymás mellett transzform vetős lemezszegélyek mentén (igaz, ettől É-ra a az óceáni lemez szubdukciója itt is megfigyelhető).

Nincs, legfeljebb annyi, hogy Japánban nagyobb a szeizmicitás.

25. Mi a feladata a Japánban kiépített GEONET nevű GPS hálózatnak?

GEONET nevű GPS hálózatot a kéreg deformáció vizsgálatára hozták létre, amely 2011-ben több mint 1200 folyamatosan észlelő állomásból adatainak feldolgozását teszi lehetővé.

GEONET nevű GPS hálózatot a szokásos céllal a szokásos állomássűrűséggel hozták létre.

26. Melyik magyarországi törésvonal mentén legnagyobb a szeizmicitás?

Móri vonal.

Diósjenői vonal.

Darnó vonal.

27. Mi az Eurocode 8 földrengés szabvány lényege?

Valamennyi EU-s országra érvényes, ez egy egységes szabvány, így nincs az egyes országokra vonatkozó saját melléklet.

Minden építményt úgy kell tervezni, hogy az építmény élettartama alatt 10% valószínűséggel előforduló földrengést komolyabb szerkezeti károsodás, összeomlás nélkül kibírjon. Valamennyi EU-s ország az Eurocode 8 szabvány kiegészítéseként saját nemzeti mellékletében adja meg a helyi szeizmikus zónákat, a tervezéshez szükséges további alapadatokat.

28. Mi a tervezési válaszspektrum?

A tervezési válaszspektrum a vizsgált telephelyen a frekvencia függvényében adja meg a földrengés során várható gyorsulás vízszintes és függőleges összetevőjét.

Talajrészecskék elmozdulásának amplitúdó spektruma.

A tervezési válaszspektrummal a földrengés során várható statikus gyorsulás vízszintes és függőleges összetevőjét lehet jellemezni.

BIBLIOGRÁFIA:

- [i] Sharma (1986) nyomán
- [ii] Sharma (1986) nyomán
- [iii] Csókás (1984) alapján
- [iv] Musset, Khan 2000 alapján
- [v] Meskó (1989) alapján
- [vi] Bormann 2002 nyomán
- [vii] Dziewonski, Anderson 1981 alapján
- [viii] ftp://sideshow.jpl.nasa.gov/pub/usrs/ARIA/ARIA_co_and_postseismic_V0.3.pdf
- [ix] Tóth, Mónus, Zsíros (2005) alapján