

2.3 A földrengések jellemzőinek meghatározása

A földrengések megfelelő értelmezéséhez és feldolgozásához ismernünk kell a rengések kipattanási idejét, az epicentrum helyét, a fészekmélységet és a rengés méretét. Az alábbiakban ezek meghatározásával foglalkozunk.

2.3.1 A kipattanási idő meghatározása

Jelöljük t_P illetve t_S -sel a longitudinális, illetve a transzverzális hullámok beérkezési idejét valamely szeizmológiai állomásra. Ha t_o -val jelöljük a rengés kipattanási időpontját, akkor a $t_P - t_o$ és a $t_S - t_o$ a P illetve az S hullámok menetideje. Az epicentrumtól néhány száz km távolsáig a P és az S hullámok a földrengés fészke és a megfigyelő állomás között kb. azonos hosszúságú utat tesznek meg. Ekkor a menetidők hányadosa:

$$\frac{t_S - t_o}{t_P - t_o} = \frac{\frac{\ell}{v_S}}{\frac{\ell}{v_P}} = \frac{v_P}{v_S}$$

ami a (2.4) figyelembevételével:

$$\frac{t_P - t_o}{t_S - t_o} = \sqrt{\frac{\lambda}{\mu} + 2} = C = \text{állandó}$$

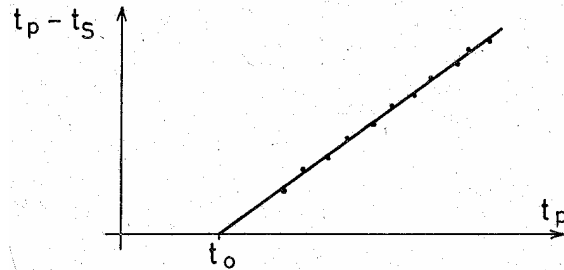
jó közelítéssel teljesül. Ez kisebb átalakítás és átrendezés után a

$$t_S - t_P = (C - 1)(t_P - t_o) \quad (2.21)$$

alakban is írható.

Ezek szerint, ha valamely földrengés esetén a P hullám különböző állomásokon észlelt beérkezési idejének függvényében ábrázoljuk a P és az S hullámok beérkezési

idejének különbségét, akkor olyan egyenest kapunk, amely a 2.19 ábrán látható módon a t_p koordinátatengelyt a rengés t_o kipattanási időpontjában metszi.



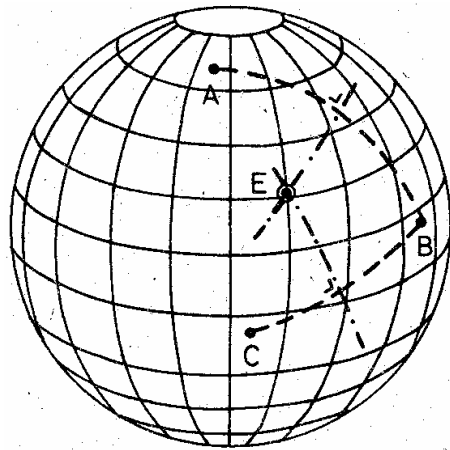
2.19 ábra. A rengések kipattanási idejének meghatározása

2.3.2 A rengések epicentrumának meghatározása

Az epicentrum meghatározásánál több állomáson kell ismernünk a földrengéshullámok beérkezésének adatait. Azonban *közelítő* pontossággal az epicentrum helyét egyetlen obszervatórium mérései alapján is meg lehet határozni, ha regisztrálni tudjuk a földrengéshullámok vertikális és két horizontális összetevőjét. Ekkor a 2.17 ábrán vázolt eljárással meghatározhatjuk az obszervatóriumon és az epicentrumon átmenő síkot. Az epicentrum távolsága a $t_p - t_s$ időkülönbség alapján adódik.

Az epicentrum *megbízható* meghatározása csakis nagyobb számú állomás adatainak segítségével lehetséges. A meghatározás azon alapul, hogy a P hullámok gyorsabban terjednek, mint az S hullámok, így a $t_p - t_s$ beérkezési időkülönbség annál nagyobb, minél távolabb van a rengés. Ismerve a terjedési sebességeket, kiszámítható a rengés Δ epicentrális távolsága. Az epicentrum helyének egyértelmű meghatározásához legalább 3 észlelési helyen kell ismerni az epicentrális távolságot. Ha ennél több megfigyelési adat áll rendelkezésre, akkor az epicentrum legvalószínűbb helyét kiegyenlítéssel határozhatjuk meg.

Az epicentrum másik pontos meghatározásának szellemes módszere Galicintől származik [35]. Ha találunk olyan A és B szeizmológiai állomáspárt, ahol egy adott rengés első beérkezéseinek időpontja megegyezik, akkor a földrengés epicentruma nyilván a két állomást összekötő gömbi főkört felező merőleges főkörön fog feküdni (2.20 ábra). Ha találunk olyan harmadik C állomást is, amelybe szintén ugyanabban az időpontban érkezik az első P hullám, akkor újabb felező merőleges főkör szerkeszthető. A főkörök két pontban metszik egymást, amelyek közül a beérkezési idők nagysága alapján kiválasztható az epicentrum.

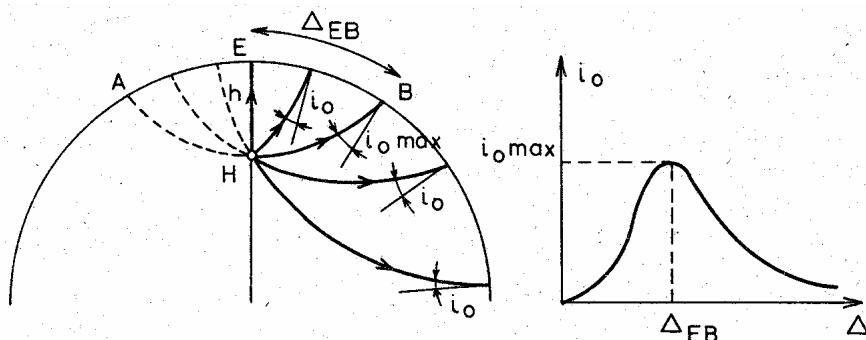


2.20 ábra. Epicentrum meghatározása egyidejű P hullámok alapján

2.3.3 Fészekmélység és hipocentrum meghatározása

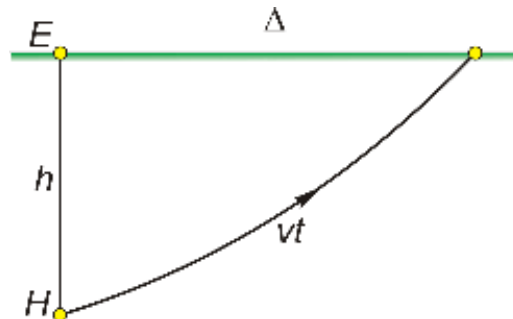
A fészekmélység meghatározásának egyik módja azon alapul, hogy a közvetlenül beérkező P hullámok i_o beesési szöge az epicentrumban és a vele átellenes pontban zérus, közbeeső pontokban az epicentrális távolsággal először nő, majd csökken. Belátható, hogy a maximum annál a Δ_{EB} epicentrális távolságnál következik be, amelybe az a hullám érkezik, amely a fészektől az epicentrumhoz húzott földsugárra merőlegesen indul el (2.21 ábra). Így a B pontban észlelt $i_o = \text{maximum}$ értékkel olyan rengéshullám lefutását tudjuk meghatározni, mely a B -vel szimmetrikus fekvésű A pontból indulna ki. Ezzel a feladatot visszavezethetjük arra, hogy meghatározandó az A pontból induló és a B pontba érkező rengéshullám h bemelegési mélysége. Ezt viszont korábban már megoldottuk, hiszen az r_h értéke a (2.13) összefüggés alapján az $i_o(\Delta)$ függvény ismeretében kiszámítható; az r_h és az r_o földsugár ismeretében pedig:

$$h = r_o - r_h .$$



2.21 ábra. A fészekmélység meghatározása

A fészek helye (a hipocentrum), az epicentrum és a fészekmélység ismeretében már adott.



2.22 ábra. Összefüggés a h és a vt között

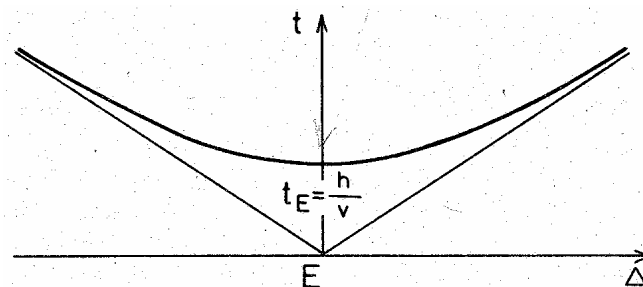
A fészekmélység meghatározásának másik módszerénél az epicentrum környékére beérkező rengéshullámokat használjuk fel és a 2.3.1 pontban ismertetett módszerrel először a t_o kipattanási időpontot határozzuk meg. A második lépés az epicentrumba való beérkezés időpontjának kiszámítása. A 2.22 ábra alapján az epicentrum körül igen jó közelítéssel fennáll a

$$\frac{v^2 t^2}{h^2} - \frac{\Delta^2}{h^2} = 1$$

összefüggés, így a beérkezési idő és az epicentrális távolság összetartozó pontjai egyenlő oldalú hiperbolán fekszenek, amelynek legmélyebb pontja éppen a t_E epicentrális beérkezési idő (2.23 ábra). A t_o és a t_E ismeretében a fészekmélység a

$$h = (t_E - t_o)v_r$$

összefüggés alapján kiszámítható. A v_r megállapításánál figyelembe kell venni, hogy a sebesség a mélységgel változik.



2.23 ábra. Menetidőgörbe az epicentrum környezetében

A hipocentrum meghatározásának problémája összekapcsolható a terjedési sebesség és a kipattanási időpont meghatározásával. Geocentrikus térbeli derékszögű koordináta-rendszerben az alábbi egyszerű összefüggés írható fel:

$$\sqrt{(x_i - x_o)^2 + (y_i - y_o)^2 + (z_i - z_o)^2} = v_o(t_i - t_o) \quad (2.22)$$

amelyben x_i, y_i, z_i a megfigyelő állomás koordinátái, t_i a rengés beérkezésének időpontja az adott állomásra, x_o, y_o, z_o a hipocentrum koordinátái, t_o a kipattanási időpont és v_o a rengéshullám átlagos terjedési sebessége a fészek és az i -edik obszervatórium között. Feltételezve, hogy v_o a különböző obszervatóriumokra azonos érték (ez csak első közelítésben igaz), a (2.22) összefüggésben öt ismeretlen szerepel, amelyek egyértelmű meghatározásához öt észlelési állomás adataira van szükség. Természetesen felhasználjuk valamennyi rendelkezésre álló állomás adatait és így az ismeretlenek legvalószínűbb értékét kiegyenlítéssel határozhatjuk meg.

2.3.4 A földrengések mérete és erőssége

A földrengések során felszabaduló hatalmas energiák egy része a fészek környezetében levő anyag roncsolására fordítódik, másik része pedig rugalmas hullámok formájában a felszínre jut. Felszíni megfigyelések alapján a földrengések során felszabaduló energia meghatározása nehéz feladat, ezért a rengések méretének jellemzésére RICHTER és GUTENBERG egy helyettesítő mennyiséget, az ún. *magnitúdó* vagy *méret* skálát dolgozták ki. Valamely földrengés mérete (*Richter-magnitúdója*) az adott rengés fészkeiben felszabaduló energia nagyságára jellemző dimenzió nélküli szám, amelyet bármely szeizmológiai állomás az

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

egyenlet alapján határozhat meg, – amelyben A és T a P vagy S hullám első beütésének amplitúdója és periódusa, B a szeizmológiai obszervatóriumra jellemző konstans, $C(\Delta, h)$ pedig az epicentrális távolságtól és a fészekmélységtől függő érték. A földrengéseket $M < 6$ esetén *kisméretű*, $6 < M < 7$ esetén *közepes méretű*, $M > 7$ esetén *nagy méretű* rengésnek tekintjük. Az eddigi tapasztalatok szerint Földünkön általában a legnagyobb rengések sem lépik túl az $M=9$ -es méretet.

A rengések Richter-magnitúdójának ismeretében a

$$\log E = a + bM$$

típusú összefüggés segítségével közelítő pontossággal (nagyságrendileg helyesen) kiszámítható a rengések energiája is. Az a és a b együttható megfelelő értéke mellett az alábbi kapcsolat számítható:

$$\begin{array}{ll} M = 3 & E = 10^9 \text{ J} \\ M = 5 & E = 10^{12} \text{ J} \\ M = 7 & E = 10^{15} \text{ J} \\ M = 9 & E = 10^{18} \text{ J} \end{array}$$

Összehasonlításként érdemes megemlíteni, hogy a II. világháború végén Hirosimában felrobbantott atombomba energiája kb. egy 5-6-os Richter-méretű rengés energiájával volt egyenértékű.

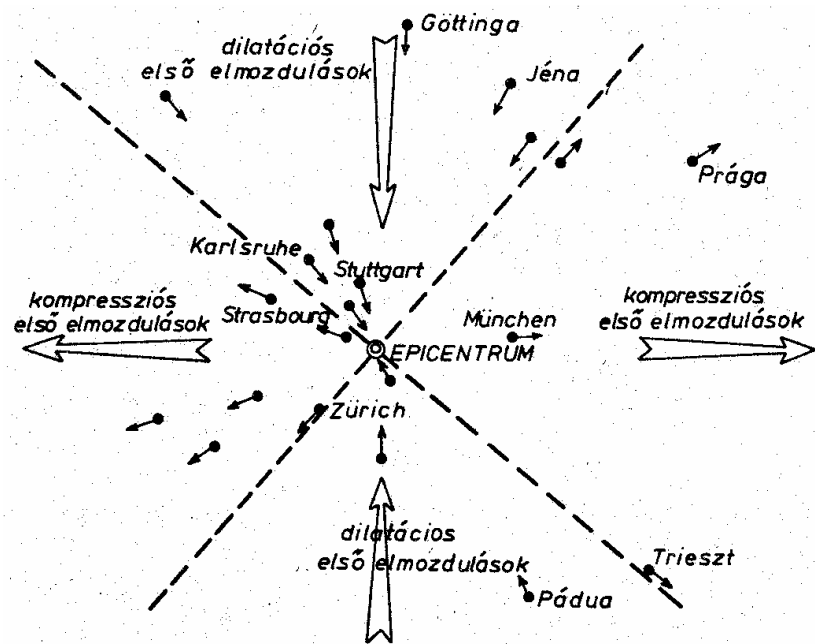
A földrengések jellemzésére használt másik mennyiség a *földrengések erőssége*, amelyet a legtöbb országban a *Mercalli-Sieberg-féle 12 fokozatú intenzitás skálán* adnak meg. Ez a skálafajta nem azt jellemzi, hogy mekkora energia oldódott fel a fészekben, hanem arról tájékoztat, hogy amikor egy adott energiájú földrengés hullámai eléri a Föld felszínét, akkor a különböző helyeken milyen jelenségeket idéznek elő (mennyire rázzák meg a Föld különböző pontjait, milyen rombolást okoznak a Föld felszínén). Az egyes fokozatok az alábbiakkal jellemezhetők [19]:

- 1^o. Nem érzékelhető (csak műszerrel figyelhető meg).
- 2^o. Nagyon gyenge (néhány érzékeny személy a házak felsőbb emeletein megérezheti).
- 3^o. Gyenge (épületen belül többen észreveszik, a szabadban egyáltalán nem érezhető).
- 4^o. Mérsékelt (nehezebb teherautók épületrázásához hasonlítható).
- 5^o. Elég erős (csaknem mindenki észreveszi, az alvók sokan felébrednek, függő tárgyak lengésbe jönnek, ablaküvegek kitörhetnek).
- 6^o. Erős (mindenki észreveszi, sokan a szabadba menekülnek, kisebb tárgyak leesnek, néhány helyen megrepedezik és lehullik a vakolat).
- 7^o. Nagyon erős (gyengébb házakban károk keletkeznek, sok kémény ledől, autövetők vezetés közben észreveszik).
- 8^o. Meglehetősen romboló (az épületeknek mintegy negyed része súlyos kárt szenved, a téglapületek falai megrepednek, kémények, gyárkémények leomlanak).
- 9^o. Romboló (az épületek fele súlyosan megsérül, aránylag sok ház lakhatatlanná válik, egyesek nagyrészt, vagy teljesen összedőlnek, földalatti vezetékek elszakadnak).
- 10^o. Erősen romboló (majdnem minden épület súlyos károkat szenved, a legtöbb összeomlik, tekintélyes földcsuszamlások és földrepedések keletkeznek).
- 11^o. Katasztrófális (minden kőépület összeomlik, hidak leszakadnak, vasúti sínek elgörbülnek, az utak használhatatlanná válnak).
- 12^o. Teljesen katasztrófális (minden emberi létesítmény tönkremegy, a rengéshullámok a felszínen láthatók, megváltozik a terület topográfiája).

A leírtakból világosan látható, hogy adott méretű földrengés erőssége a földfelszín különböző helyein más-más értékű, ugyanis egy kis méretű földrengés is létrehozhat a Föld valamely pontján nagy rombolást (azaz nagy az erőssége), ha pl. nagyváros alatt, kis mélységben pattan ki; nagy méretű rengések viszont egyáltalán nem okoznak rombolást az epicentrumtól nagy távolságban.

2.4 A földrengések fészekmechanizmusa

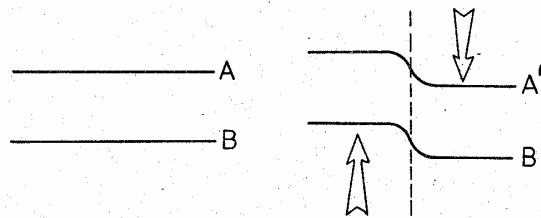
Természetes földrengések esetén a Föld felszínét általában négy részre lehet osztani. Az egymással szemben levő negyedekben elhelyezkedő földfelszíni pontokban a P hullám első beütése vagy kompressziós, vagy dilatációs jellegű, míg a határokon nincsen mozgás. Dilatációs első elmozduláson azt értjük, hogy a talajrészecskék először a rengések fészekének irányában, míg kompressziós első elmozdulás esetében ettől távolodva mozdulnak el. A 2.24 ábrán bemutatott példa egy dél-németországi földrengés során keletkező első elmozdulások irányának felszíni eloszlását szemlélteti. (Földalatti robbantások - pl. nukleáris kísérleti robbantások - ilyen jelenséget nem tudnak előidézni).



2.24 ábra. Első beérkezési irányok eloszlása

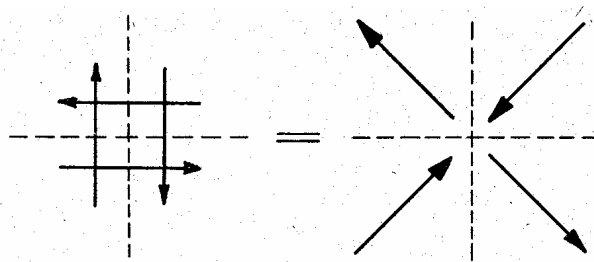
Mindez arra enged következtetni, hogy a földrengések létrehozásában a nyírófeszültségek fontos szerepet játszanak. Nagy nyírófeszültségek keletkeznek a Földben pl. egyszerű erőpár hatására; ilyen esetben a Földben valamely A és B sík a 2.25 ábrán látható erőpár hatására az A' , B' felületté deformálódik, majd kellőképpen nagy erők

esetén a szaggatott vonallal jelölt sík mentén eltörnek. Egyetlen erőpár azonban nem lokálisan kompenzálódik – azaz nem "pontoszerű" forrást eredményez – ezért a fészekmechanizmus magyarázatára más modellt kell keresnünk.



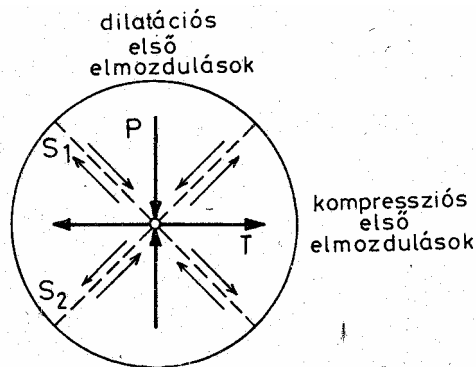
2.25 ábra. Törési sík kialakulása erőpár hatására

A megfigyelések az elméleti megfontolásokkal összhangban teljes egészében az ún. *kettős erőpár modellt* támasztják alá. A 2.26 ábrán látható modell szerint két ellentétesen forgató erőpár hatása egyenértékű két egymásra merőleges, ellentétes irányban mutató két-két erő hatásával.

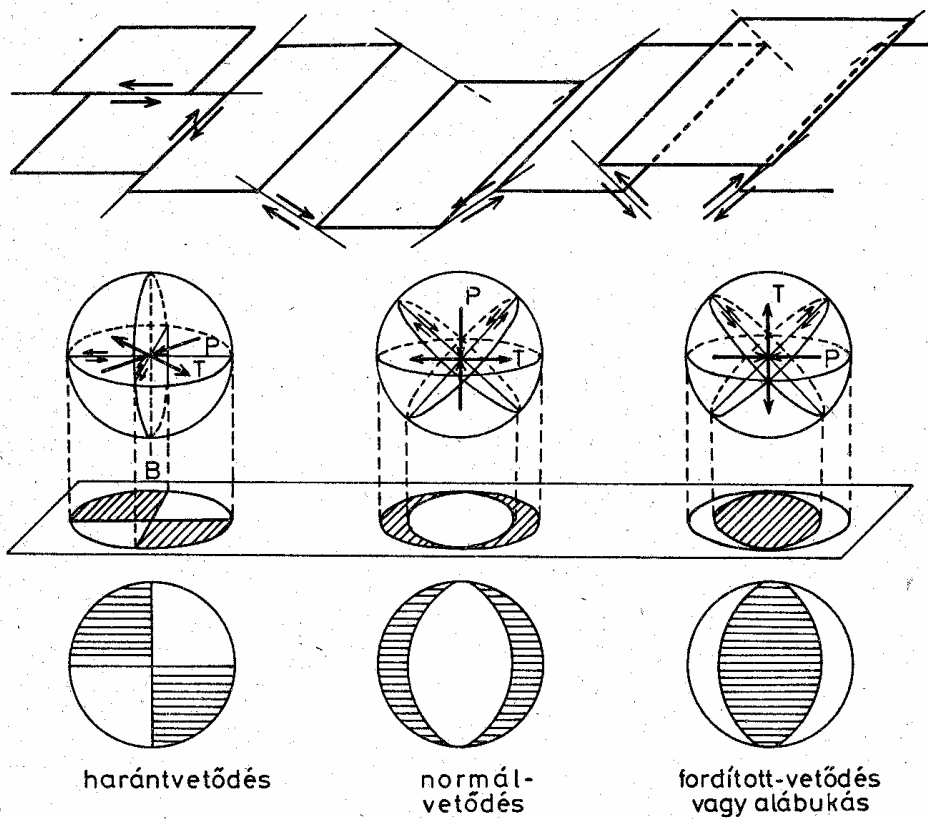


2.26 ábra. A kettős erőpár modell

A kőzetek törés előtti állapota jól jellemezhető a kőzetekben felhalmozódott rugalmas feszültségek eloszlásával. Jelölje a három egymásra merőleges főfeszültségi irányban a feszültségeket P , B és T ; és legyen P a maximális, T pedig a minimális főfeszültség (esetünkben a P mindig nyomófeszültség, a T pedig mindig húzófeszültség). Ha a 2.27 ábrán valamely elemi gömb középpontjában hat a három feszültség (B a lap síkjára merőleges), akkor kimutatható, hogy ezek hatására az anyag akár az S_1 , akár az S_2 -vel jelölt sík mentén eltörhet és a kettős nyilakkal jelzett irányú elcsúszás következhet be. Az S_1 és az S_2 sík osztja az említett négy negyedre a teret, amelyekben a rengéshullámok első elmozdulása azonos értelmű. A 2.27 ábrán láthatjuk, hogy a felső és az alsó negyedben, ahol a kőzet törése előtt nyomófeszültségek uralkodtak, a törés pillanatában a kőzet – mint egy összenyomott gumi – "kirúgja" magát és ennek megfelelően a Föld felszínén az első beérkezések dilatációs jellegűek lesznek. Ugyanakkor a másik két negyedben, ahol húzófeszültségek voltak, a kőzetek "összeugranak", így ebben a két térszögben kompressziós első beérkezéseket kapunk. Összegezve tehát: a dilatációs negyedekben a P nyomófeszültségek, a kompressziós negyedekben pedig a T húzófeszültségek uralkodtak.



2.27 ábra. A főfeszültségek és az első elmozdulások

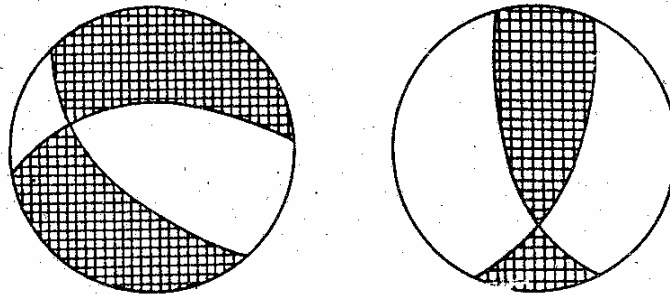


2.28 ábra. A földrengések és az első elmozdulások

A gyakorlatban a Föld felszínén működő szeizmológiai obszervatóriumok által meghatározott első beérkezéseket a fészek köré képzelt kis gömbre vetítjük, majd megszerkesztjük az S_1 és az S_2 vetősíkokat, amelyek egyúttal a feszültségek irányát és jellegét is meghatározzák. Az egyes földrengések ezek után a fészekmechanizmus szempontjából csak annyiban különböznek egymástól, hogy a főfeszültségek iránya a Föld felületéhez képest más és más[51]. A 2.28 ábrán a három lehetséges alaptípust mutatjuk

be. Az ábra felső részén feltüntettük, hogy a különféle alaptípusok esetén megfelelő körülmények mellett milyen jellegű felszíni elmozdulások figyelhetők meg (mivel mind-egyik esetben két lehetséges törési sík alakulhat ki, ezért mindkettőt feltüntettük). Az első esetben a P és a T feszültségek síkja vízszintes, így a törési síkok a felszínre merőlegesek és ún. *harántvetők* vagy csapásmenti elcsúszások alakulnak ki. A második és a harmadik esetben a P és a T feszültségek síkja függőleges. Ha ekkor a vízszintes feszültség húzófeszültség, akkor *normál vetődés* vagy szétesés alakul ki, ha nyomófeszültség akkor *fordított vetődés*, vagy alábukás történik. A fészekmechanizmus jellemzésére általában a főfeszültségeket leíró elemi gömb alsó félgömbjének vízszintes síkba vetített képét használjuk úgy, hogy a T feszültséget tartalmazó dilatációs negyed vetületét a 2.28 ábra alsó részén látható módon sötét színnel jelöljük.

A fészekmechanizmus jellegét azonban minden esetben a felszíni első beérkezésekből határozhatjuk meg, ugyanis a törési síkok csak viszonylag kevés esetben hatolnak a felszínig. Ettől függetlenül közvetlen felszíni megnyilvánulások híján is beszélhetünk haránt-, normál-, valamint fordított vetődésekről mint a földrengéseket létrehozó formákról.



2.29 ábra. Fészekmechanizmusok jellege összetett esetekben

A 2.28 ábrán bemutatott alaptípusok ismeretében már könnyebben vizsgálhatjuk az összetettebb eseteket is. A 2.29 ábrán két olyan esetet szemléltetünk, amikor például egy normál- és egy haránt vetődés, illetve amikor egy haránt- és egy fordított vetődés együttesen fordul elő.

2.5 A földrengések előfordulása a Földön

A megfigyelések szerint a földrengések előfordulása nem teljesen véletlenszerű, hanem bizonyos szabályszerűséget mutat. A földrengések döntő része a Föld ugyanazon vékony sávszerű területeire koncentrálódik. Ezek a szeizmikusan aktív zónák hatalmas nyugodt (ún. aszeizmikus) területeket vesznek körül. A tapasztalat szerint ugyan kisebb ($M < 6$ Richter-méretű) rengések a Földön bárhol és bármikor előfordulhatnak, azonban ezek gyakorisága a rengésmentes (aszeizmikus) területeken igen kicsi.

2.5.1 A földrengések gyakorisága

A földrengések időbeli előfordulásának vizsgálata szerint a különböző méretű rengések nem egyforma gyakorisággal fordulnak elő. A 2.2 táblázatban összefoglaltuk, hogy a különböző energiájú rengésekből évente kb. mennyi pattan ki a Földünkön. Látható, hogy bár a kis méretű rengések naponta százával keletkeznek, az összenergiájuk mégis csak jelentéktelen részét adják. A rengések során évente felszabaduló kb. 10^{18} J összenergia döntő része egy-két nagyobb földrengés során szabadul fel.

2.2 táblázat. A földrengések gyakorisága

Energia [J]	Rengések száma /év	Összenergia [J]
$10^{17} - 10^{18}$	1	10^{18}
$10^{15} - 10^{17}$	10	10^{17}
$10^{13} - 10^{15}$	100	10^{16}
$10^{11} - 10^{13}$	1000	10^{15}
$10^9 - 10^{11}$	10000	10^{14}
$10^7 - 10^9$	100000	10^{13}

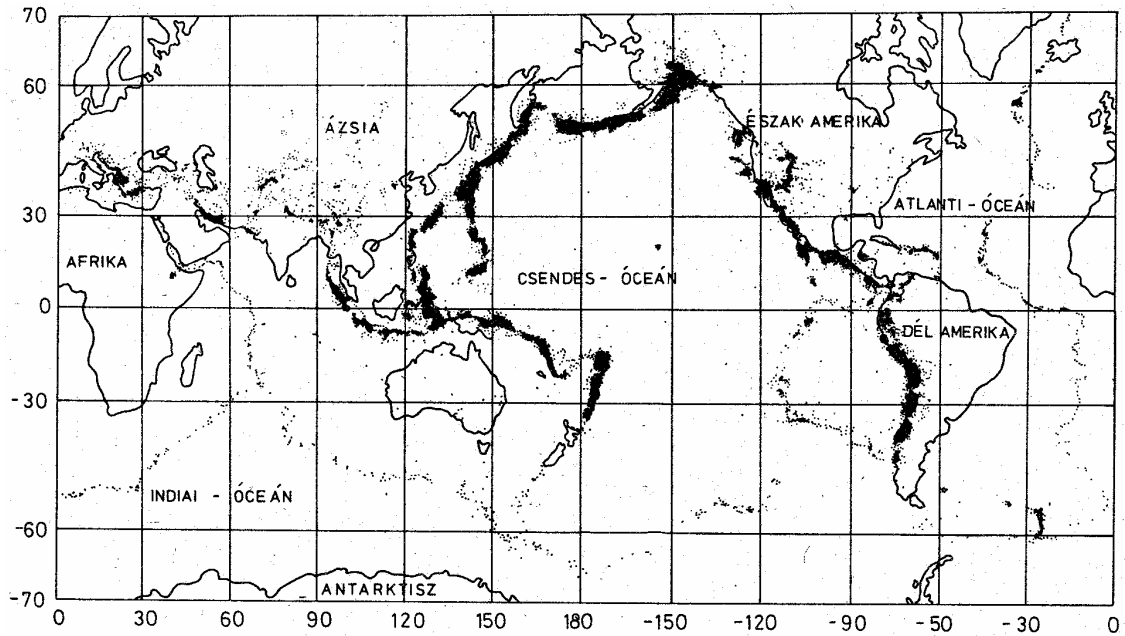
2.5.2 Az epicentrumok és a hipocentrumok eloszlása

Megfigyelhetjük, hogy amikor a sajtóban vagy a rádióban nagyobb földrengésekről számolnak be, rendszeresen visszatérnek ugyanazok a területek. Gyakran vannak pusztító rengések pl. Kínában, Chilében, Peruban, Guatemalában, Japánban és az Indonéz szigetek mentén; vagy pl. a közelebbi környezetünkben: Olaszországban, Jugoszláviában és Romániában.

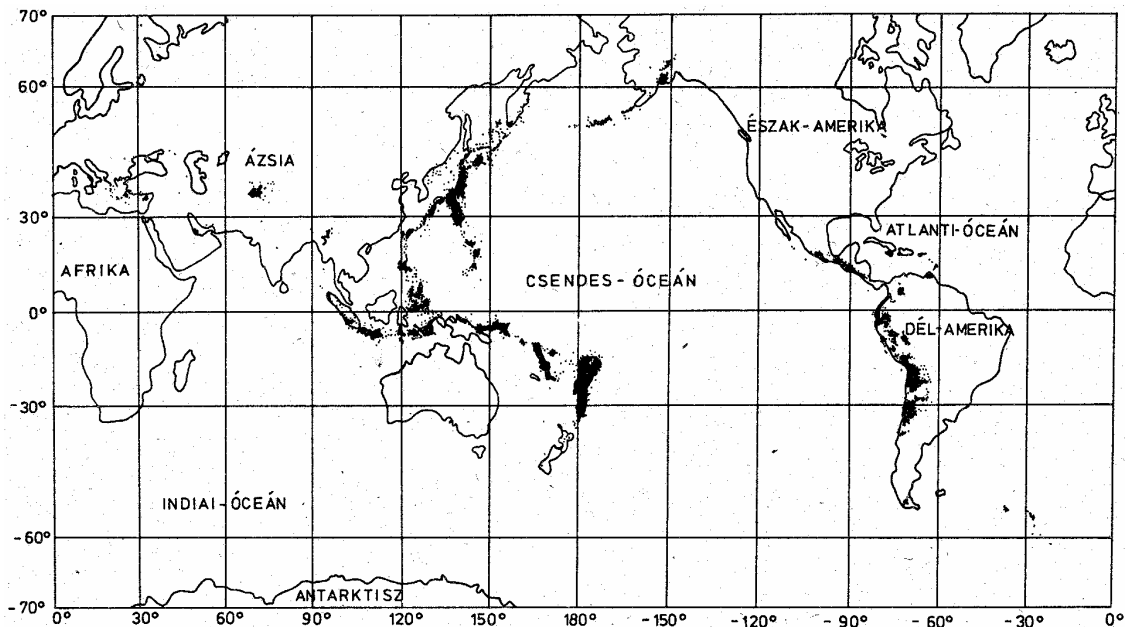
Érdekes képet kapunk a rengések földrajzi eloszlásáról, ha hosszabb időn keresztül meghatározzuk valamennyi jelentősebb földrengés epicentrumát és ezeket térképen ábrázoljuk. A 2.30 ábrán látható ún. *szeizmicitás térképen* a Földön 1961 és 1967 között ki-pattant mintegy 30000 nagyobb méretű rengés epicentrumának területi eloszlását mutatjuk be BARANZAGI és DORMAN [6] nyomán. Az epicentrumok helyét pontok jelölik (az epicentrumok meghatározásának hibája kb. ± 10 km, tehát kisebb, mint az őket ábrázoló pontok nagysága).

Az ábrán megfigyelhető, hogy a földrengések nagy része keskeny zónák mentén fordul elő, mely zónák világméretű összefüggő hálózatot alkotnak, elhatárolva egymástól a hatalmas kiterjedésű szeizmikusan nyugodt területeket. A szeizmikusan aktív zónák hálózata olyan jellegzetes felszíni formákhoz kapcsolódik, mint pl. a mélytengeri árkok, az óceánközépi hátságok, a nagy, fiatal lánchegységek, vagy pl. az aktív vulkáni működések területei. A megfigyelések szerint négyfajta szeizmikus zóna különböztethető meg,

részben a kipattanó rengések mechanizmusa, részben pedig a hozzájuk kapcsolódó felszíni formák alapján.



2.30 ábra. A földrengések előfordulása a Földön



2.31 ábra. A $h > 100\text{km}$ fészekmélységű földrengések előfordulása

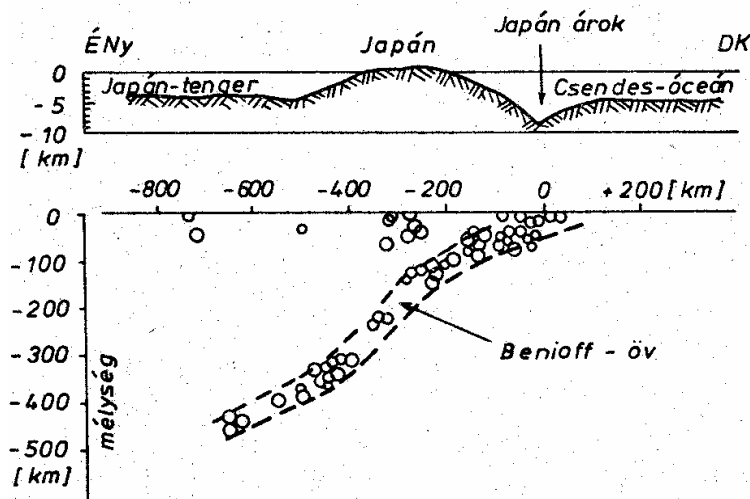
A földrengések első típusa igen keskeny zónák mentén jelentkezik és legtöbbször aktív bazalt-vulkánossággal párosul. Ezek kizárólag kis fészekmélységű rengések, ame-

lyek legfeljebb néhányszor 10 km-es mélységből származnak. Ilyen típusú földrengések elsősorban az óceánok alatt húzódó hatalmas kiemelkedések – az ún. óceáni hátságok – gerincvonala mentén, a Kelet-Afrikai-árokrendszer vonalában, vagy pl. Izlandon pattannak ki.

A földrengések második fő típusa ugyancsak keskeny zónák mentén jelentkezik, ezek is kizárólag kis fészekmélységű rengések, ezeken a területeken azonban egyáltalán nem tapasztalható vulkáni működés és az előző típussal ellentétben itt kizárólag a nyírófeszültségek túlhalmozódása idézi elő a rengéseket.

Igen jó példák erre a típusra Kaliforniában a Szent-András-törésvonal és Észak-Törökországban az Anatóliai-vetődés. Mindkettőnél a törésvonallal párhuzamosan nagymértékű felszíni mozgás is mérhető. Ugyancsak ilyen típusú rengések pattannak ki az óceáni hátságok gerincvonalait szétszabdáló ún. transzform törések mentén (ezekkel a későbbiekben foglalkozunk).

A szeizmikus zónák harmadik fajtája szorosan kapcsolódik a mélytengeri árkok területéhez; amelyekhez többnyire aktív vulkáni tevékenységű szigetívek rendszere csatlakozik (elsősorban a Csendes-óceán keleti partvidékén). Ezeken a területeken a 0-70 km közötti sekély fészekmélységű, a 70-300 km közötti közepes fészekmélységű és a 300-700 km közötti nagy fészekmélységű rengések egyaránt előfordulnak és gyakoriak az igen nagy méretű földrengések. A 2.31 ábrán az 1961 és 1967 közötti 100 km-nél nagyobb fészekmélységű (tehát a közepes és a nagy mélységű) rengések epicentrumainak földrajzi eloszlását láthatjuk. Feltűnő, hogy 100 km-nél nagyobb mélységben csupán a mélytengeri árkok területén és az ún. Alp-Himalájai-öv egyes részein pattannak ki földrengések. Érdekes megjegyezni, hogy a mélytengeri árkoknál a rengések hipocentrumai a kontinensek alá hajló vékony szabályos lemezszerű zónákban, az ún. *Benioff-övek* mentén helyezkednek el. A 2.32 ábrán a Benioff-zóna jellegzetes formája látható egy Japánra merőleges ÉNy-DK irányú szelvényben. Az ábra felső részén a felszíni topográfia metszete, az alsó részén pedig a hipocentrumok eloszlása látható. A földrengéshelyeket körök jelölik, amelyek nagysága a hipocentrumok meghatározásának pontosságát szemlélteti.

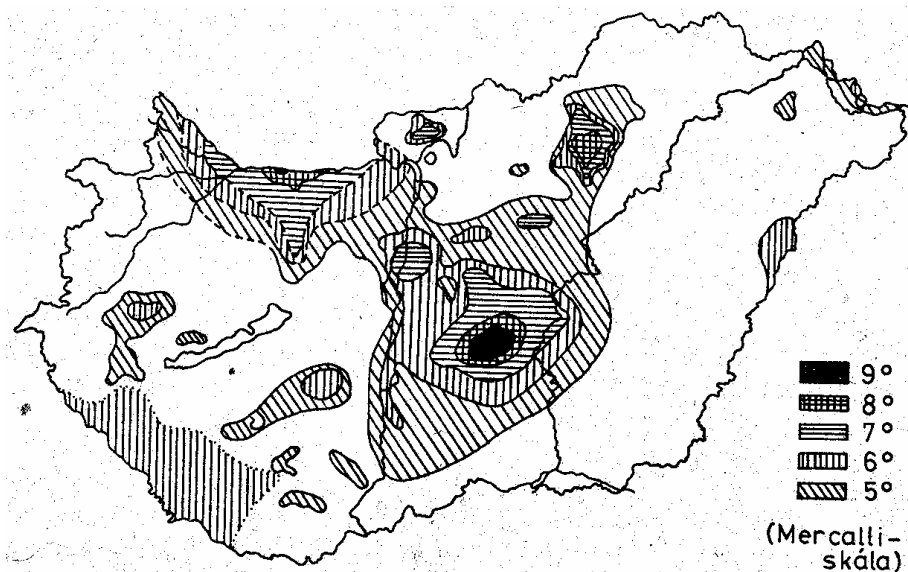


2.32 ábra. Jellegzetes Benioff-zóna Japán alatt

A szeizmikus zónák negyedik csoportját az Észak-Afrika nyugati részétől a Földközi-tengeren át Kínáig terjedő földrengések alkotják. Itt az epicentrumok széles zónákban, szétszórtan jelentkeznek, a rengések nagy része kis mélységben pattan ki, azonban a 2.31 ábra tanúsága szerint időnként közepes és nagy fészekmélységű földrengések is előfordulnak. Ezeken a területeken gyakran keletkeznek igen nagy méretű, hatalmas pusztításokat okozó földrengések, mint pl. az utóbbi időkben Algériában, Olaszországban, Jugoszláviában, Romániában, Iránban és Kínában.

2.5.3 Magyarország szeizmicitása

Hazánkban eddig $M=6$ Richter-magnitúdónál, vagy 9^0 Mercalli-intenzitásnál nagyobb földrengést még nem észleltek, ezért definíció szerint Magyarország területét aszeizmikus területnek tekinthetjük. Ugyanakkor Magyarországon ebben az évszázadban kb. 10 olyan földrengés volt, amelynek intenzitása a Mercalli-féle skálán a $7^0 < I_0 < 9^0$ értékközbe esett. Ez ugyan nem túl sok rengés, de ha a károsodás mértékét leíró skálát megnézzük akkor kitűnik, hogy az ilyen erősségű rengéseknek már komoly romboló hatása van. Nálunk a rengések száma és erőssége kisebb, mint tőlünk délre a Balkán félszigeten, de nagyobb, mint a Kárpát-medencétől északra eső területeken.



2.33 ábra. Magyarország szeizmicitás térképe

A 2.33 ábrán bemutatjuk az utóbbi időkben hazánkban észlelt legnagyobb intenzitásértékek területi eloszlását [19]. A térképen az azonos intenzitású helyeket ún. *izoszeisza* vonalak kötik össze. A rengésveszélyes zónák képét főleg néhány nagyobb földrengés határozza meg (ilyenek pl. az 1851. július 1.-i komáromi, az 1911. július 8.-i kecskeméti, az 1925. január 31.-i egrí, vagy az 1956. január 12.-i dunaharaszti rengések).

A földrengések gyakoriságát elemezve azt találjuk, hogy hazánk területén 6^o-os erősségű rengés átlagosan 4-5 évenként, 7^o-os erősségű rengés átlagosan 11 évenként, 8^o-os erősségű rengés pedig átlagosan 30 évenként pattan ki [19].