

## „... MÉGIS MOZOG A FÖLD” — MIÉRT, MIKOR?

1985-ben ismét több pusztító földrengés és természeti katasztrófa irányította a figyelmet a Föld mélyének folyamataira. Az emberéletekben is súlyos áldozatokat követelő mexikói földrengésen és a kolumbiai Nevado del Ruiz vulkán kitörését követő földcsuszamláson kívül hazánkban is volt, a mi csendes szeizmogeológiai viszonyainkhoz képest számottevő méretű földrengés. Ez utóbbi csak anyagi károkat okozott, de érzékeltette a természet hatalmas erőit, melyekkel szemben az ember tehetetlenül kiszolgáltatott — a 20. század végén is.

## Nagy földrengések a múltban

A földrengések évezredek óta foglalkoztatják az emberiséget. A legősibb kínai feljegyzések mintegy 3000 évesek, és a szakértők szerint i. e. 780-tól napjainkig csaknem minden nagyobb rengést tartalmaznak. A japán földrengés-katalógusokban i. e. 416 az első dátum, és 1600-tól kezdve rendkívül részletes és megbízható leírásokat tartalmaznak. Európában is mintegy 17 évszázad rengéseiről vannak egykorú feljegyzések.

A történelmi idők legnagyobb földrengésének az 1755. november 1-én kipattant *lisszaboni* földrengést tekintik. Ez Portugáliában, Spanyolországban és Észak-Afrikában is pusztított. Lisszabonban hat perc alatt valamennyi középület összeomlott. A város háromnegyed része lakhatatlanná vált, lakosságának negyed része, 30 000 ember elpusztult. Több ezren haltak meg Faróban, Fezben, s több más észak-afrikai városban is. A földrengést még 2000 km távolságban is észlelték.

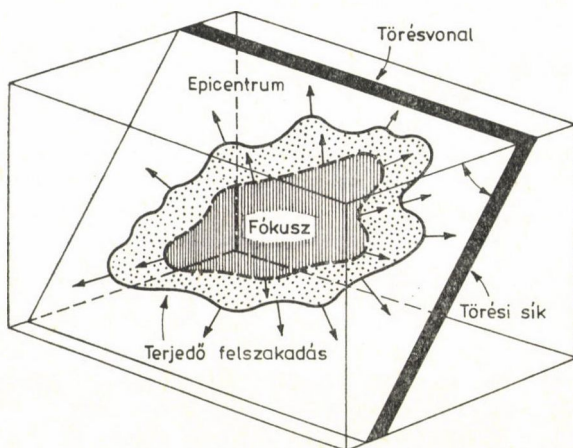
Érezték ezt a rengést a tengeren is. Számos egykorú leírás szerint hatása olyan volt, mintha a nyílt tengeren haladó hajó sziklába ütközött volna. A Földközi-tenger partjai mentén a földrengés hatására kialakuló tengerrengés vagy tsunami pusztított. A tsunami (japán elnevezés, melyet a nemzetközi szakirodalom átvett) a földrengés hatására létrejövő tengerszint ingadozás. Nagysága több méter is lehet, periódusideje 10–15 perc, teljes időtartama néhány óra, hullámának terjedési sebessége — a vízréteg vastagságától függően — általában több száz kilométer/óra. Nyílt tengeren nem veszélyes, de a partokon, különösen szűk öblökben, a vízszint több méteres gyors megnövekedése rendkívül nagy károkat okozhat. Az 1883. évi, a Krakatau vulkánkitöréssel gerjesztődött tsunami, Jáván 30 000 emberéleletet követelt.

Az 1783. évi *kalabriai* földrengések tanulmányozására már tudományos bizottságot hoztak létre. Az 1819. évi *indiai* (Cutch) földrengés volt az első, amelynél felismerték, hogy törésvonal mentén történt elmozdulás. Még világosabban látszott ez az 1906-os *kaliforniai* (*San Francisco*) földrengésnél. Ennek részletes tanulmányozására alapozta Reid, amerikai szeizmológus,

a „rugalmas kiegyenlítődség” hipotézist. Még ma is ez a tektonikai földrengések keletkezésének általánosan használt elmélete.

A tektonikai rengéseket a Föld belső folyamatai, mozgásai okozzák, ezek alakváltozást hoznak létre, miközben a kőzettömegben energia halmozódik fel. A szilárdsági határ túllépése után a Föld belsejében felszakadási zónák jönnek létre. Nagyobb mennyiségű energia rövid idő alatt, a felszakadás folyamán alakul át hullámmozgássá. Ezt a mozgást érezzük a felszínen. A felszakadás pillanatát, a magyar nyelvű szakirodalom kipattanási időnek nevezi.

A felszakadási sáv mérete a Földhöz képest viszonylag kicsi, a hullámokat sugárzó forrás, a *földrengésfészek*, véges kiterjedésű. A pontszerűnek képzelt földrengés fészékét *hipocentrumnak* nevezzük. Az *epicentrum* a hipocentrum



1. A földrengés kipattanása: a feszültségek gyorsan terjedő felszakadásban oldódnak ki

merőleges vetülete a Föld felszínén. A földrengés fészekmélysége a hipocentrum mélysége. (1. ábra) A földrengés pusztító hatása az epicentrumban a legnagyobb és a felszínen, az epicentrumtól mért távolsággal csökken. A csökkenés mértéke a hipocentrum mélységétől, a fészekmechanizmustól és a geológiai felépítéstől is függ.

A földrengések tudományos igényű leírásában az észlelt hatások és az okozott károk számszerű jellemzésére van szükség. Ezt ismerte fel *R. Mallet* angol tudós, aki több hónapot töltött az 1857. december 16-ig, az akkori *Nápolyi Királyság* területén pusztító földrengés hatásának tanulmányozásával. Részletes táblázatokat állított össze a károkról és a földrengést átélők benyomásairól. Az adatokat térképen ábrázolva meghatározta a földrengés közép-pontját, és megrajzolta az azonos intenzitással megrázott területek határait. Lényegében elkészítette az első *izoszeiszta* térképet. A térképből megállapítható volt, hogyan csökken az intenzitás az epicentrális területtől távolodva.

Említést érdemel még az 1923. évi *tokiói rengés*, amikor is az elszakadt elektromos vezetékek, és a sok könnyen lángra lobbanó épület miatt, tűzvész is pusztított. Az áldozatok több mint egyharmada emiatt vesztette életét.

Ez jó példa arra, hogy megfelelő építkezéssel és elővigyázatos tervezéssel csökkenteni lehet a veszteségeket.

Az 1976. évi *tangshani* (Kína) földrengés szomorú nevezetessége az áldozatok rendkívül nagy száma (650 000 ember) mellett az, hogy több sikeres előrejelzés után, olyan helyen következett be, ahol a kínai szeizmológusok ugyan jelezték, hogy valamikor földrengés várható, de közelebbi időpontot nem tudtak megadni. Sikeresen jelezték például 1975-ben a Haicheng (Északkelet-Kína, Liaoning terület) közelében kipattant rengést. Több millió embert telepítettek ki a veszélyeztetett területről néhány órával a rengés előtt. Ennek köszönhetően, annak ellenére, hogy több város és sok falu teljesen rombadőlt, néhány száz áldozatnál több nem volt.

## Intenzitás és magnitudo

A földrengés „nagyságának”, „erősségének” jellemzésére két, egymástól lényegesen eltérő skálát használunk.

Az *intenzitás* a földrengés hatását adott ponton, közvetlen (műszereket nem igénylő) megfigyelések alapján, empirikus skálán adja meg. A skála egyes fokozatait a megfigyelők benyomásai és a földrengés okozta károk alapján definiálják. A skála fokozatainak száma elvileg tetszőleges. Egy földrengés intenzitása az epicentrum közvetlen környezetére jellemző maximális értéktől, megfelelően nagy távolságban, zérussá válik.

Az intenzitás fogalmát és számszerű jellemzését, sok kutató munkája tette egyre pontosabbá. *Rossi* (olasz) és *Forel* (svájci) szeizmológusok 10 fokozatú skálát alakítottak ki az 1880-as években. Finomabb, pontosabban definiált skálát alkotott 1902-ben az olasz szeizmológus és vulkanológus *Mercalli*. A 12 fokozatú skálát évtizedeken át használták és lényegét az újabb változatok is megtartották, csak pontosabbá tették. Igen részletes, pontos skálát dolgoztak ki *Medvegyev*, *Sponhauer* és *Kárnik* 1964-ben. Hazánkban is ezt a 12 fokozatú, MSK-skálának nevezett beosztást használják.

Mivel az intenzitás, megfigyeléseken alapuló skála, az egykorú leírások alapján becsülni lehet régebbi rengések intenzitását is. Az *1. táblázat* Magyarország területén kipattant 7°-os, vagy annál nagyobb epicentrális intenzitású földrengéseket adja meg. Az intenzitás értékek pontossága az 1868 előtti rengésekre  $\pm 1^\circ$ , az 1868-tól napjainkig kipattant rengésekre  $\pm 0,5^\circ$ .

A földrengés után összegyűjtött adatokból (kárfelmérés, ill. a földrengést érzékelő személyek tapasztalatai) a szeizmológusok igen sok helyen megállapítják az intenzitás értékét és az adatok alapján izoszeiszta térképet szerkesztenek. Az izoszeiszta az azonos intenzitású helyeket összekötő vonal.

Az okozott kárt a lokális talajszerkezet és más véletlen hatások, a személyes benyomásokon alapuló megítélést az észlelő helyzete és adottságai befolyásolják. Emiatt lesz az intenzitás szükségképpen becslés jellegű, helyenként  $\pm 1^\circ$  hibával terhelt mennyiség.

A „nagyság” pontosabb definiálására csak a műszeres regisztrálás ad módot. *Richter*, amerikai szeizmológus 1935-ben vezette be a *magnitudo* fogalmát. A magnitudo lényegében a felszabaduló energia logaritmusával arányos mennyiség. „Nagy” rengés során több energia szabadul fel, a magnitudo is nagyobb. A földrengés nagysága így egyetlen számmal jellemezhető. Más kérdés, hogy különböző állomások regisztrátumaiból esetleg ugyanarra a rengésre kissé eltérő magnitudokat kapunk vagy azonos állomáson, de külön-

1. 7°-os és annál nagyobb epicentrális földrengések Magyarország területén

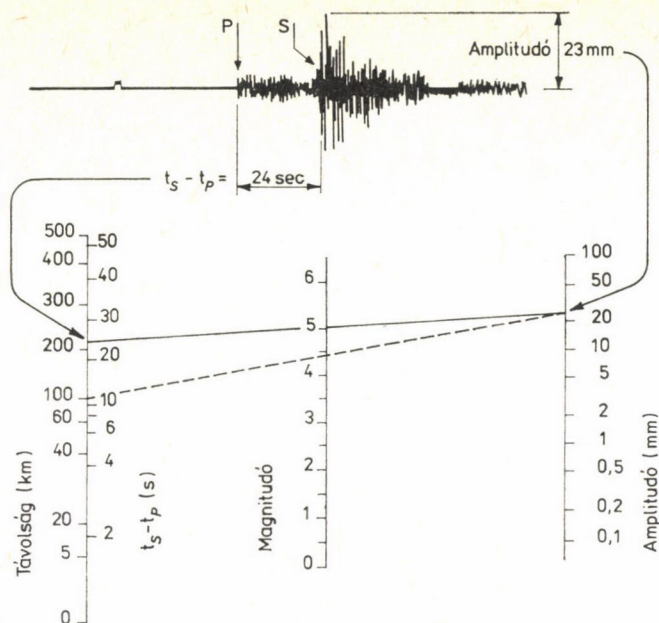
Időpont			Hely	Földrajzi szélesség (°)	Koordináták hosszúság (°)	Maximális intenzitás (MSK skála)
év	hó	nap				
455	0	0	Szombathely	47,23	16,62	9,0
1443	6	5	Zólyomlipcse	48,77	18,63	8,0
1444	8	4	Szeged	46,25	20,15	8,0
1516	11	24	Brassó	45,65	25,60	8,0
1523	11	19	Medgyes	46,17	24,37	7,0
1545	7	19	Brassó	45,65	25,60	7,0
1561	2	12	Pest-Buda	47,53	19,02	8,0
1590	8	10	Brassó	45,65	25,60	7,0
1605	12	24	Gyulafehérvár	46,07	23,58	7,0
1763	6	28	Komárom	47,80	18,08	9,0
1778	12	19	Homonna	48,93	21,83	8,0
1783	4	22	Komárom	47,80	18,08	8,0
1786	2	15	Kolozsvár	46,77	23,60	7,0
1797	1	31	Beregrákos	48,47	22,60	7,0
1802	10	26	Hidvég	45,85	25,60	8,0
1806	9	22	Komárom	47,80	18,08	8,0
1810	1	14	Mór	47,38	18,20	9,0
1822	2	18	Komárom	47,80	18,08	7,0
1829	7	1	Piskolt	47,57	22,28	9,0
1834	10	15	Szaniszló	47,63	22,33	8,0
1841	11	24	Komárom	47,80	18,08	7,0
1851	7	1	Komárom	47,80	18,08	7,0
1858	1	15	Zsolna	49,23	18,73	7,0
1868	6	21	Jászberény	47,50	20,07	7,5
1908	5	28	Kecskemét	46,95	19,58	7,0
1911	7	8	Kecskemét	46,95	19,72	8,0
1925	1	31	Eger	47,87	20,37	7,5
1956	1	12	Dunaharaszti	47,35	19,07	8,0

A listán csak a főrengések szerepelnek.

böző hullámtípusok felhasználásával is kissé eltérő értékekre jutunk. Ezekre a gondokra később még visszatérünk.

Az 1935 előtti rengések magnitudoit utólag is becsülhetők. Felszíni rengés esetén ugyanis aránylag pontos összefüggés állapítható meg a maximális intenzitás és magnitudo között. Nincsen közvetlen kapcsolat azonban a magnitudo és a földrengés okozta károk között. Az *agadiri* (Marokkó), 1960. február 29-i, óriási károkat okozó rengés magnitudoja csak 5,9 volt. Nyilvánvaló, hogy ha a hipocentrum nem esett volna közvetlenül a város alá, sokkal kisebb lett volna a pusztulás. Lakott területtől távoli, vagy nagy mélységű rengés, még ha magnitudoja 8,0 vagy annál nagyobb is, csak kevés kárt okoz, esetleg éppen csak érezhető. C. Richter viszonylag közeli, dél-kaliforniai rengéseket próbált kis, közepes és nagy kategóriákba sorolni. Az állomások többsége akkoriban Wood–Anderson-féle szeizmográfot használt. Ennek nagyítása 2800-szoros. A Richter által adott definíció, eléggé logikusan így hangzott: A magnitudo a legnagyobb regisztrált amplitúdo ezredmilliméterben mért értékének tízes alapú logaritmus, amikor a regisztrátumot 100 km távolságban a sztandard Wood–Anderson-szeizmográfal készítjük. Mivel az álló-





2. A Richter-skála szerinti magnitudo gyors meghatározása  
(Magyarázat a szövegben)

mások legfeljebb véletlenül lehetnek 100 km-re az epicentrumtól, Richter táblázatba foglalta, hogyan számítandó át egy tetszőleges távolságú rengés amplitudoja 100 km távolságra. Ehhez igen sok, különböző távolságú és nagyságú rengés adatát dolgozta fel.

A meghatározást táblázatok helyett a célra szerkesztett skálarendszerrel is gyorsan elvégezhetjük. Az elvet szemlélteti a 2. ábra; egyben példát is ad mind az epicentrális távolság, mind a magnitudo meghatározására. A longitudinális és a transzverzális hullámok beérkezési idői közötti különbség az epicentrális távolságtól függ. (A longitudinális hullám terjedésekor a részecskék mozgása a terjedés irányába esik, transzverzális hullám esetén a részecskék mozgása a terjedésre merőleges. Transzverzális hullám csak szilárd közegben alakulhat ki. A longitudinális hullám terjedési sebessége nagyobb. A szeizmológiában a longitudinális hullámot hagyományosan P-vel, a transzverzális hullámot S-sel jelölik.) Közeleire kevésbé van időkülönbség a P és S hullámok beérkezései között, nagyobb távolság esetén az S hullám jobban „lemarad”, jelentős időkülönbség alakul ki. Sekély mélységű és viszonylag közeli rengés esetén a megtett út (az epicentrális távolság) jó közelítéssel számítható az ismert sebességek és a regisztrátumon kimérhető időkülönbség alapján. A 2. ábrán a függőleges egyenes bal oldala az epicentrális távolságot már km-ben adja meg, a jobb oldalon (másodpercekben) az S és P típusú beérkezések közötti időkülönbség szerepel. A példa 24 s időkülönbsége mintegy 210 km epicentrális távolságnak felel meg.

A második lépés a legnagyobb amplitudo kiolvasása a regisztrátumból. Ezt a jobb oldali skálán jelöljük meg. Végül a távolság és a maximális amplitudo pontjait összekötő egyenes kimetszi a középső magnitudo skálából, a szóban

forgó rengésre jellemző magnitudo értéket. Példánkban az amplitudo 23 mm és így a magnitudo 5,0-nak adódik. Szaggatott vonallal megrajzoltuk azt is, mekkora lenne a magnitudo, ha ugyanakkora amplitudót 100 km távolságban tapasztaltunk volna. (Ez 4,3 — összhangban a Richter-féle definícióval. A 23 milliméter = 23 000 ezred milliméter, ennek 10 alapú logaritmus 4,3.) A magnitudonak felső határa elvileg nincs, de a 8,0-nál nagyobb magnitudo már rendkívül ritka: évtizedenként csak néhány ekkora rengés fordul elő.

Richter eredeti definíciójának több gyenge pontja is van. Ezek közül az egyik a „sztandard műszer”. Mivel tetszőleges műszer regisztrátumából számítható a valódi talajmozgás, helyesebb a magnitudo definícióját a valódi talajmozgásra építeni. Ezzel kiküszöböljük a műszer hatását. Ennél sokkal komolyabb nehézség, hogy milyen típusú hullám maximális amplitudóját választjuk. Nem hanyagolható el a választott típus periódusideje. Lényeges különbségeket hoz létre a fészekmélység. A távolság hatását is pontosabban kell figyelembe venni. Végül, a tapasztalatok szerint, a fészekterület és az állomás környezete is befolyásolja a számított magnitudót. Több évtized vizsgálatai, fokozatos javítások során jutott el a szeizmológiai hálózat addig, hogy a nagy, központi kutatóhelyek mellett, egyes állomások is viszonylag jó becsléseket tudnak adni a földrengések magnitudójára.

A magnitudo a felszabaduló energia logaritmusával arányos. Pontos összefüggés levezetése igen nehéz, mert az összes kisugárzott hullám teljes energiáját kellene meghatározni korlátozott számú megfigyelési pont alapján. Elfogadott, jó közelítés

$$\log E = 4,8 + 1,5 M,$$

ahol  $E$  az energia értékét J-ban adja meg,  $M$  a földrengés magnitudoja. A képletnél jobb áttekintést nyújt a 2. táblázat. Ebben azt is megadjuk, hogy évente hányszor fordul elő az adott magnitudojú rengés és milyen hatása van. Hangsúlyozni kell, hogy a hatás felszíni vagy sekély (30 km-nél kisebb mélységű) rengésre és az epicentrum közvetlen környezetére vonatkozik.

A táblázatból levonható lényeges következtetés, hogy a Földön évente, átlagosan mintegy száz olyan nagyságú rengés van, amely jelentős károkat okozhat, ha lakott hely közvetlen közelében pattan ki. Ezt megakadályozni nem lehet. A kutatások annak érdekében folynak, hogy a helyet és az időt is előre lehessen jelezni. A hely előrejelzését bizonyos értelemben megkönnyíti,

2. A földrengések magnitudoja, energiája, hatása

Magnitudo	Száma (év átlag)	Energia (Joule)	Hatás (sekélyrengés, lakott terület)
>0,8	0,1–0,2	> 10 <sup>18</sup>	katasztrofális károk
>7,4	4	0,4 · 10 <sup>17</sup>	nagy károk
7,0–7,3	15	0,04–0,2 · 10 <sup>17</sup>	jelentős károk
6,2–6,9	100	0,5–23 · 10 <sup>14</sup>	jelentős épületkárok
5,5–6,1	500	1–27 · 10 <sup>12</sup>	kisebb épületkárok
4,9–5,4	1 400	3,6–57 · 10 <sup>10</sup>	mindenki érzi
4,3–4,8	4 800	1,3–27 · 10 <sup>9</sup>	sokan érzik
3,5–4,2	30 000	1,6–76 · 10 <sup>8</sup>	néhányan érzik
2,0–3,4	800 000	> 10 <sup>7</sup>	csak műszerral érzékelhető

hogy a nagy rengések döntő többsége az úgynevezett földrengés övekben pattan ki. Magyarország nem esik ilyen övbe.

A másik lényeges megfigyelés, hogy néhány nagy rengés több energiát sugároz, mint több százezer kis rengés együttvéve.

Az összes felszabaduló energia évente  $10^{18}$  Joule. Nagyságát érzékeltetendő, jegyezzük meg, hogy ez mintegy 3%-a az emberiség által egy év alatt felhasznált energiának, és kb. 1%-a a Föld belsejéből a felszínre áramló hőenergiának. Az energiák aránya arra utal, hogy a hőtermelésnek és a hatására létrejövő folyamatoknak a földrengések csak kísérő jelenségei.

### Földrengések és lemeztectonika

A nagy magnitudojú földrengések a Föld teljes felszínéhez viszonyítva keskeny sávokra koncentrálnak. Ezek a *rengéses, aktív zónák* három nagy rengéses övet alkotnak. Ezek:

- a Csendes-óceán körüli, ún. cirkumpacifikus öv;
- a közép atlanti hátság Kelet-Afrika és Húsvét-szigetek felé elágazó öve és
- az Alp-Himalája öv.

Ezek közül is a legaktívabb a cirkumpacifikus öv; mely az utóbbi évszázadban a teljes energiaszabadulás mintegy háromnegyedét adta. Az övön belül is kiemelkedő részek a Ryukyu-szigetek és Japán, Kurili-szigetek és Kamcsatka, a Fülöp-szigetek, illetve Dél-Amerika partvidéke.

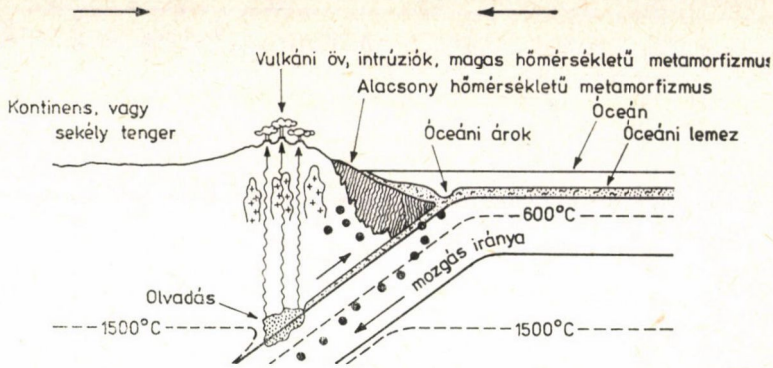
A másik övben, melynek egy jellegzetes része az Atlanti-óceán középvonala, csaknem kizárólag sekély rengések fordulnak elő. Az öv azonban nem korlátozódik a közép-atlanti hátságra. Szibéria északi partjainál indul, a Léna folyó torkolata közelében, áthalad a Spitzbergákon és Izlandon. Ezután következik az Atlanti-óceánra eső része, majd Afrika déli csücskének megkerülése után, az Indiai-óceánra eső szakasz. Az öv itt két részre ágazik el. Egyik része a kelet-afrikai törésrendszerben végződik, a másik ág Ausztráliát megkerülve, a Húsvét-szigeteken áthaladva egészen Észak-Amerikáig tart és a Sziklás-hegység környékén végződik.

A harmadik öv mintegy összeköti a két előző övet. Kevésbé szűk területre koncentrálnak mint az első két öv, de hossza mindkettőnél jóval rövidebb. A felszabaduló energia a második övben felszabaduló energiánál nagyobb. Találkozási pontok a cirkumpacifikus övvel: Kamcsatka és Indonézia. Ezek az Alp-Himalája öv két ágának kiinduló pontjai. Az első ág Közép-Ázsián, a második a Himaláján halad át és Pamírban találkoznak. Innen kezdve Iránon, Törökországon és a Földközi-tenger országain már egyetlen ágnak tekinthető, mely az Azori-szigetekenél éri el a Közép-Atlanti hátságot.

A vázolt eloszlás világosan mutatja, hogy a nagy, együttmozgó kőzetlemezek határainak ütközése, távolodása vagy érintőmenti „súrlódása” okozza a feszültségek felhalmozódását, következésképpen: a rengéseket.

Lényeges, továbbá a mélység szerinti eloszlás. Mintegy 300 km mélységig a rengések száma és a rengések során felszabaduló energia csaknem exponenciálisan csökken. További, valamivel lassabb csökkenés után, lokális minimum alakul ki kb. 450 km mélységben, majd ezt egy kis lokális maximum követi, közelítőleg 600 km mélységben. A kis mellékmaximum után újból gyors csökkenés következik. *700 km mélység alatt már egyáltalán nincsenek földrengések.*





3. A szubdukciós övekben lezajló folyamatok vázlatja. A fekete körök földrengések hipocentrumait jelölik

Jellegzetes képet kapunk, ha a hipocentrumokat valamelyik óceáni árokra merőleges függőleges síkba vetítve ábrázoljuk.

A földrengések hipocentrumai viszonylag keskeny övbe, a felszínnel mintegy  $40^\circ$ – $50^\circ$ -os szöget bezáró egyenes környezetébe esnek. A 3. ábra vázlatosan mutatja az ilyen jellegű területek, a szubdukciós zónák általános vonásait. Az óceáni árok területére a sekély földrengések a jellemzőek. Jobbról balra haladva az árkot szigetív követi. Gyakran nagy szigeteket is találunk, más helyeken kisebb szigetek csoportját, esetleg csak a tengerfenék kiemelkedését. A kisebb-nagyobb szigetekre általában jellemző az aktív, vagy csak a közelmúltban abbamaradt vulkáni tevékenység. A földrengések fókuszai a vulkáni öv alatt már mintegy 100 km mélységben helyezkednek el. Rendszerint egy belső vulkán ívet is találunk, régebben abbamaradt tevékenységgel. Ez alatt a földrengés fókuszok már a 300 km mélységet is elérhetik. A szigetív és szárazföld között sekély tenger helyezkedik el. A jellegzetes vonások közül némelyik hiányozhat, de valamennyi mélytengeri árokra jellemző, hogy a közepe és mély fészke réngések a kontinens alá hajló sík környezetében pattannak ki.

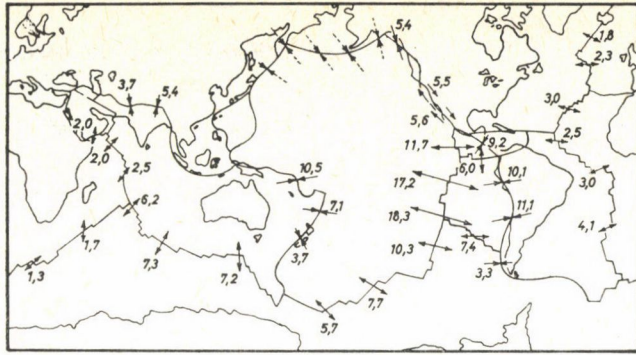
Az óceáni hátságok középvonalában nagyobb mélységből származó „új” anyag épül a két egymástól távolodó kőzetlemez közé. A feszültség felhalmozódás a felszín környezetére korlátozódik, emiatt csak sekély réngések keletkeznek.

A földrengések epicentrumai szinte kirajzolják a kőzetlemezek határait, akár ütköző és a szubdukciós zónákban egymás alá bukó, akár az óceáni hátságok területén, egymástól távolodó lemezhatárokat vizsgálunk. Természetesen, a szeizmológia csak egy eleme a teljes képnek, melyet sokoldalú geológiai-geofizikai vizsgálatok alakítottak ki az utóbbi két évtizedben. Mintegy összegzett végeredményként mutatjuk be a 4. ábrán a főbb lemezeket és mozgási sebességeiket.

### A földrengések előrejelzése

Az összes természeti katasztrófa közül a földrengések okozhatják a legnagyobb kárt. Az USGS 1980-ban kiadott becslése szerint a pillanatszerűen





4. A nagyobb litoszférolemezek mozgásának eddig megállapított sebességei (cm/év egységben) (Press és Siever nyomán)

okozott potenciális károk (milliárd dollárban): földrengések: 50 — hurrikánok és trópusi viharok: 4,2 — áradások: 3,5 — tornádók: 2,0 — vulkáni tevékenység: 1,0 — földcsuszamlások: 0,3. A becslés csak az Egyesült Államok területére vonatkozik, más országokban — például Japánban — még nagyobb különbségek is lehetnek.

Önként adódó kérdés: *hogyan lehet csökkenteni a károkat?* A válasz nyilvánvaló része: az aktív törésvonalaktól biztonságos távolságban maradván; ahol ez nem tehető meg: földrengésálló építkezéssel. A rengéses övekbe eső területeken csak az utóbbi változat lehetséges.

A biztonsági követelmények betartásán kívül is számos előzetes geológiai, talajmechanikai vizsgálatral csökkenthetjük a legfontosabb létesítmények (kórházak, erőművek stb.) kockázatát. A geológiai előmunkálatok a regionális tektonikai viszonyokat, a deformációk sajátosságait, a közeli törésvonalak helyét, a múltbeli mozgások jellegét, esetleg a jelenben is aktív voltát derítik fel. A talajmechanikai vizsgálatokkal az alapozáshoz alkalmas helyeket keresik ki, elkerülve a laza, süllyedő vagy más okból instabil helyeket. Tapasztalatok szerint egymáshoz közel, azonos módon épített épületek kárai jelentősen különböznek az altalaj minőségétől függően.

A szeizmológia feladata az összes ismeret összegyűjtése után, a várható kockázat valószínűségi jellemzése. A statisztikák alapján — tehát a közelebbi és távolabbi környezetben kipattant földrengések számának és nagyságának ismeretében — meg lehet határozni, hogy adott magnitudojú rengés egy év időtartam alatt mekkora valószínűséggel következhet be. Például megállapítható, hogy valahol a 6 magnitudojú rengés kipattanásának valószínűsége egy évre vonatkoztatva 10 százalék. Ez másképpen fogalmazva azt jelenti, hogy az adott területen átlagosan 10 évenként várható 6 magnitudojú rengés. Természetesen ebből nem következik, hogy 10 éven belül lesz is ekkora rengés. A valószínűségelmélet alapján csak azt állíthatjuk, hogy ha hosszú időtartamot tekintünk, a hosszú idő alatt tapasztalt rengések száma = időtartam osztva 10 évvel.

A statisztikák kiterjesztése a múltba, a műszeres megfigyelések, sőt az írásos feljegyzések előtti időre a paleoszeizmológia célkitűzése. Ez a fiatal tudományág a törések közvetlen környezetének részletes geológiai vizsgálatát

használja fel. A finom rétegződés folytonossági hiányaiból következett a múltbeli mozgások nagyságára és nagyobb mozgások (földrengések) gyakoriságára.

A *valószínűségeket megadó térképek* hasznosak az építkezésekre előírandó biztonsági követelmények megfogalmazásában. A felesleges túlbiztosítás tetemes költségnövekedéssel jár, a veszélyeztetettség valódi nagyságánál kisebb biztonság katasztrófát okozhat. Hasznosságuk ellenére ezek a térképek csak hosszú távú előrejelzésnek tekinthetők. A rövid távú prognózis egyelőre megoldatlan tudományos feladat — annak ellenére, hogy néhány sikeres előrejelzés már volt.

A rövid távú előrejelzésnek csak akkor van értelme, ha néhány óra, legfeljebb egy-két nap pontossággal lehet jelezni egy valóban nagy rengés kipattanási idejét. Nagyvárosok kiürítése óriási szervezési munkát igényel, a tevékenységek felfüggesztése nagy anyagi veszteséggel jár. A téves riasztás, költségein kívül, lélektanilag is hátrányos. Nem valószínű, hogy néhány téves riasztás után bárki is újból vállalná a felelősséget a kiesett termelési értékért, a kitelepítési költségekéért és a lakosság is vonakodna elhagyni lakóhelyét.

A rövid távú előrejelzést több geofizikai mennyiség folyamatos figyelése és értékük együttes, jellegzetes változásának felismerése oldhatja meg. Úgy tűnik lényeges figyelendő mennyiségek: a kis földrengések (mikrorengések) száma, horizontális és vertikális elmozdulások, a radongáz koncentrációjának növekedése a kutak vizében. Ezek folyamatos figyelése költséges műszerezettséget, elektronikus hálózatot és nagy központi számítógépet igényel. (Téves előrejelzés csak real-time feldolgozással képzelhető el.)

Nem feltétlenül a felsoroltak lesznek a legfontosabb figyelendő mennyiségek. A talaj rugalmas, mágneses, elektromos tulajdonságai is változnak a feszültségek felhalmozódásával. A vertikális elmozdulások tükröződhetnek a gravitációs tér változásaiban.

A kérdőjelek ellenére remélhetjük, hogy a nem túlságosan távoli jövőben sikerül megoldani a rövid távú előrejelzést. Addig a biztonságos építkezéssel, a szeizmológia hosszú távú, valószínűségi jellegű prognózisaira támaszkodva kell megkísérlni a károk csökkentését.