

OTKA TÉMAPÁLYÁZAT ZÁRÓJELENTÉSE
(OTKA nyilvántartási szám: T16 47062)

*Földrengés-populációk komplex statisztikus vizsgálata,
kapcsolódásokkal földrengésprognózishoz*

Írta:

Bodri Bertalan

Budapest, 2006

1. Bevezetés

Folytonos erőfeszítések, intenzív nemzetközi kutatómunka ellenére, jelenleg nem léteznek megbízható determinisztikus stratégiák szeizmikus események, földrengések előrejelzésére. Terjedőben lévő vélemény szerint a sikertelenség oka az, hogy a szeizmogenezis nagy valószínűséggel nem lineáris dinamikájú jelenség. Ez egyebek között azt is jelenti, hogy a kérdéses folyamat nagyon erősen érzékeny a kezdeti feltételek tetszőlegesen kicsiny változásaira. Ebből következően szinte lehetetlen feladat gyakorlatilag hasznosítható prognózist adni, ugyanis csak közvetett módon és mindig kisebb-nagyobb pontatlansággal vagyunk képesek detektálni e feltételek (erőterek, geometriai jellemzők, stb.) változásait egy potenciálisan kialakulható rengés helyszínén.

Igéretes alternatívát jelenthet a szeizmogenezis mint folyamat statisztikus fizikai jellemzők kutatása, mely közelítés, úgy tűnik, dinamikai alapokon nyugvó magyarázattal tud szolgálni arra a hierarchikusan strukturált eloszlási mintázatra amelyet a földrengés-fenomenológia különböző tér- és időskálákon továbbá energaszinteken koherensen mutat. Mára már általánosan felismert tény, hogy a szeizmicitás az *összes* megnyilvánulási formájában fraktáljelenség, aminek hátterében a szeizmogenezis nem lineáris dinamikával szabályozott, kaotikus természete áll. Ha tehát a szeizmicitás *fraktáljelenség*, indokoltnak tartottuk elvégezni a Kárpát-medencebeli földrengések különböző fraktáljellemzőinek vizsgálatát. Törekedtünk tektonikai, geodinamikai magyarázatot találni a fraktálparaméterekben kimutatott effektusokra. Ehhez természetesen célszerűnek látszott szeizmotektonikailag jelentősen eltérő környezetek rengéseit vizsgálni. Így választásunk az intrakontinentális Kárpát-medence mellett az aktív lemezszegélyek menti Peloponnészosz – Égei-tengeri térségre esett. Teljesebb összehasonlítás céljából vizsgálatunkba bevontuk továbbá a Svájci-Alpokat is. A földrengések nagyjából a földkéreg szerkezeti inhomogenitásaihoz kapcsolódnak (vagyis az előfordulási helyekre vonatkozóan lehetnek támpontok), az energia szerinti eloszlást jellemző, ún. Gutenberg-Richter -féle összefüggés pedig gyakorlatilag univerzális érvényű. Ezért vizsgálatunkban fokozott figyelmet fordítottunk az *időbeli* változások kérdéskörére, annál is inkább mert földrengésprognózis szempontjából talán a keletkezési időpontok lehetnek legérdekesebbek egy-egy szeizmikusan aktív térségben.

Egy helyszín földrengés kockázatának becslésére szolgáló, jelenleg leginkább elfogadott módszer múltbeli rengések előfordulásainak formális statisztikus vizsgálatán alapul, és eredményként megadja, hogy mekkora valószínűséggel várható azon a helyszínen adott szintet meghaladó földmozgás adott időtartamon belül. A módszer sarkalatos pontként feltételezi, hogy a vizsgált adatokban a földrengések egymástól függetlenek és időbeli eloszlásuk az ún. Poisson valószínűségi eloszlás. A földrengésprognózishoz kapcsolódóan általunk végzett, neurális hálózatokkal történő modellezés nem igényel ilyen feltételezést, és bár statisztikus bemenő információt használ, elvileg alkalmasnak mutatkozik különálló, egyedi rengések keletkezési időpontjának prognosztizálására is.

2. Szeizmotektonika, földrengésadatok

Bár a Kárpát-Pannon térség az afrikai és eurázsiai kontinensek ütközési zónájában helyezkedik el, szeizmikus aktivitása a kollíziós öv egyéb szegmenseivel összehasonlítva határozottan alacsony. A földrengések eloszlása a területen meglehetősen szórt, csak a peremeken, az Alpok, Dinári-hegység és DK-i Kárpátok vidékén mutatkozik koncentráció az epicentrumok eloszlásában. A szórt rengéseloszlás és a geológia összetettsége miatt azonban nem beszélhetünk általánosan érvényes kapcsolatokról a tektonika és szeizmicitás között. A kéreg a térségben több, egymástól eltérő kiterjedésű blokkra, tektonikai elemre

tagolódik. Ezek relatív mozgásával kapcsolatos deformációk bizonyára meghatározók lehetnek a szeizmicitás eloszlása szempontjából.

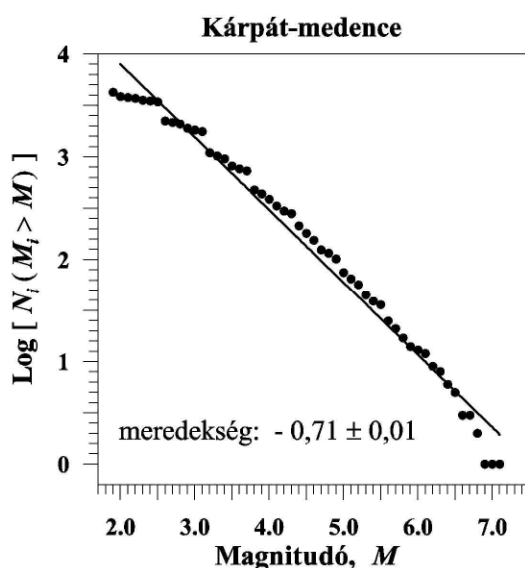
Az Égei-tenger és környezete földünk egyik szeizmikusan legaktívabb területe. Nagyléptékben a terület az afrikai-eurázsiai kollízió egyik frontzónája, ahol is az Afrikai lemez ütközik Euráziával és ez alá tolódva lemerül a földrengésekkel markánsan kirajzolt Hellén-ív mentén. Kisebb léptékben a tektonika igen összetett, a vizsgálatunk tárgyát képező, mintegy $400 \times 400 \text{ km}^2$ –es területen azonban leginkább egy kompresszív feszültségteret kialakító szubdukciós mozgás érvényesül.

A Svájci-Alpok két fő fejlődési fázissal lezajlott tektonikus folyamat eredménye, mindkettő az európai-afrikai kollízió következtében végbement medence-bezáródásokat jelent, közülük az utolsó aktivitás szakasza mintegy 7 millió évvel ezelőtt szűnt meg. A jelenlegi szeizmicitást olyan kisebb léptékű tektonikus mozgások indukálják, mint pl. az Adriai-blokk Közép-Európai lemezbe történő benyomulása, rotáció, vagy a Rajna-árok riftesedésének „kisugárzása” a Ny.-Svájci Molassz-medencébe. A terület egészére (amely kb. $500 \times 300 \text{ km}^2$ kiterjedésű) mérsékelttől alacsony szeizmicitás jellemző, bár kirajzolódik néhány, nagyobb rész az említett mozgásokkal kapcsolatos, aktívabb szeizmikus zóna.

A Kárpát-medencére adatforrásként a Zsíros et al. (1988) –féle földrengés katalógust használtuk, melyet módunkban állt kiegészíteni az 1987-1994. évekre vonatkozó további adatokkal. Időközben megjelent ugyan egy újabb magyar adatbázis (Zsíros, 2000), ez azonban a korábbinál is nagyobb területet fed le. Mi nem tartottuk célszerűnek tovább növelni a vizsgált területet, a peremvidékeken ugyanis más mechanizmusok, feszültségterek hatnak, mint beljebb, ez a tény pedig várhatóan kedvezőtlenül befolyásolná a kapott eredményeket (mivel összemossa a paraméterekben esetleg jelentkező, geodinamikával kapcsolatos hatásokat). Az ismert magnitúdójú rengések halmazát az $M \geq 2,6$ magnitúdókra tekintettük teljesnek, a 2.1. ábra szerint ugyanis ettől a küszöbtől lefelé mutatkozik észrevehető, szisztematikusan egyoldalú eltérés a Gutenberg-Richter –féle exponenciális növekedési ütemtől. Ez a földrengések gyakorisága és erőssége között régóta megállapított, helytől és időszaktól független univerzális kapcsolat a

$$\log N_i (M_i > M) = a - bM \quad (2.1)$$

összefüggéssel írható le, ahol a -paraméter adott terület össz-szeizmicitását, b -állandó pedig (a függvény grafikonjához illesztett egyenes meredeksége) a kis és nagy magnitúdójú rengések arányát jellemzi. Magas b -érték erősebb szeizmicitású területet jelez, tapasztalat szerint b nagysága általában $\sim 0,5$ - $1,5$ között változik. Eredményeink szerint Kárpát-medence $M \geq 2,6$



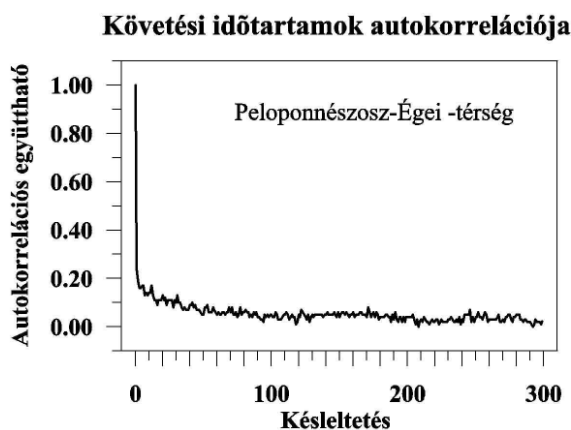
2.1. ábra. Földrengések energia (magnitúdó) szerinti gyakorisága a Kárpát-medencében. Az adatrendszer az $M < 2,6$ magnitúdókra nem tekinthető teljesnek

erősségű rengéseire $b = 0,71 \pm 0,01$, a Svájci-Alpokra és a vizsgált görög területre vonatkozó értékek pedig sorrendben $b = 0,81 \pm 0,01$ és $b = 1,21 \pm 0,01$; ezek alapján is látható a jelentős eltérés a vizsgált területek szeizmicitásában. Az 1880. évtől kezdődően az $M \geq 2,6$ rengések sorozata a Kárpát-medencében stacionárius is abban az értelemben, hogy a rengések éves gyakoriságában nem mutatkozik valamilyen lineáris trend a további 115 év folyamán. Lényegi vizsgálataink ezekre a rengésekre vonatkoztak, számuk a kérdéses területen $n=2626$. A Peloponnészosz-Égei térségben választott területet illetően a görög nemzeti SI-NOA (Seismological Institute, National Observatory of Athens) katalógus 1982-1996. évekre vonatkozó, ismert magnitúdójú rengéseinek adatsora állt rendelkezésünkre. A teljesség és stacionaritás említett feltételei itt az $M \geq 3,5$ rengésekre teljesülnek, ezen események száma $n=7951$. A Svájci-Alpokra az „Earthquake Catalog of Switzerland” nemzeti katalógus szolgáltat rengési adatokkal. A szükséges feltételeknek ez esetben az $M \geq 3,0$ rengések 1870. évtől kezdődő, $n=1784$ adatból álló halmaza felelt meg.

3. Szeizmicitás időbeli változásai

Földrengések általában szerkezeti inhomogenitásokhoz, lemezperemekhez, ill. lemezen belüli blokkhatárokhoz, stb. kapcsolódnak, vagyis a területi előfordulásokra vonatkozóan lehetnek bizonyos támpontok. Ezért mi súlyozottabban foglalkoztunk az időbeli változásokkal, ezeknek ugyanis szoros, és a térbeli jellemzőknél homályosabb a kapcsolódása az előrejelezhetőség, szeizmikus veszélyeztetettség problémájához.

A szeizmicitás kérdéskörében gyakori a követési idők, a sorban következő rengések közötti Δt_i időtartamok sajátosságainak vizsgálata. Az előzőleg már teljesnek és stacionáriusnak (pontosabban lineáris trendektől mentesnek) kimutatott adatokat sorban egymást követő és egyenként 500 Δt_i időtartamból álló szakaszokra bontva számítottuk az egyes szakaszokon a közepes Δt_i értékeket és az időtartamok autokorrelációs függvényét. A 3.1 ábra egy a legtöbb esetre jellemző autokorrelációs függvényt szemléltet, amelyből kiderül, hogy az időtartamok



3.1. ábra. Követési időtartamok jellegzetes autokorrelációs függvénye

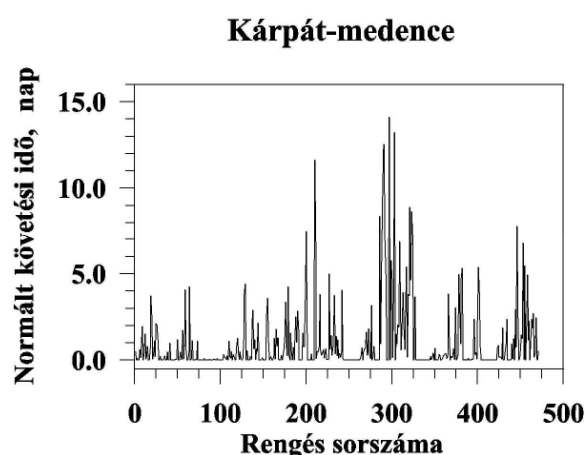
nem korreláltak és nem mutatnak periodikus változásokat. A közepes Δt_i értékek az említett intervallumokon közel állandónak adódnak. Az autokorrelációs függvény csak a késleltetés értékétől függ, de független az egyes intervallumok idősoron belüli helyzetétől. Így megállapítható, hogy adatainkra teljesülnek az ún. „gyenge” stacionaritás feltételei (Cox and Lewis, 1966). Földrengésprognózissal kapcsolatos problémák során (részletesebben a 7. pontban) azonban a stacionaritás szigorúbb értelmezése szükséges. A követési időtartamok adott területen mutatott változékonysága hatékonyan jellemezhető a V variációs együtthatóval. A véletlen eseményeket reprezentáló Poisson-folyamatra $V=1$. Kvázi-

periodikus folyamatra $V < 1$, klaszteresedő, csoportokba sűrűsödő eseményekre viszont $V > 1$ (esetünkben a klaszteresedés azzal a következménnyel jár, hogy földrengést követő időszakban a szeizmikus veszélyeztetettség fokozott). Minél erősebb a klaszteresedés, annál nagyobb a V együttható értéke. A 3.1. táblázatból kitűnik, hogy mindhárom területen a követési időtartamok eloszlása határozottan klaszterjellegű, leginkább inhomogén az eloszlás a Kárpát-medencében. Érdekes észrevenni továbbá, hogy energiájuk, magnitúdójuk növekedésével a rengések keletkezése kiegyenlítettebbé válik, közelít a Poisson-folyamathoz.

3.1. táblázat. Földrengések közötti időtartamok néhány statisztikus jellemzője

Adatsorok	Δt_i időközök száma	Közepes követési időtartam (nap)	Variációs együttható V	Fraktál- dimenzió D (kapacitív)
Kárpát-Pannon régió				
Teljes adatsor ($M \geq 2,6$)	2625	16,0±0,7	2,19	1,08±0,06
Alhalmazok: $M \geq 3,0$	1497	28,0±1,4	1,93	0,78±0,07
$M \geq 3,5$	760	53,9±3,2	1,63	0,79±0,08
$M \geq 4,0$	374	106,1±7,1	1,30	0,59±0,08
$M \geq 4,5$	187	222,9±28,2	1,73	0,56±0,06
Svájci-Alpok				
Teljes adatsor ($M \geq 3,0$)	1783	27,2±0,9	1,62	1,32±0,09
Alhalmazok: $M \geq 3,5$	797	60,9±3,1	1,59	0,92±0,08
$M \geq 4,0$	203	234,9±21,2	1,42	0,58±0,07
$M \geq 4,5$	89	527,5±73,4	1,31	0,47±0,06
Peloponnészosz-Égei térség				
Teljes adatsor ($M \geq 3,5$)	7950	0,69±0,01	1,48	1,55±0,16
Alhalmazok: $M \geq 4,0$	2794	1,96±0,06	1,57	1,08±0,12
$M \geq 4,5$	598	9,2±0,5	1,40	0,67±0,08
$M \geq 5,0$	137	39,8±4,3	1,25	0,39±0,05

Kimutathatók finomabb szerkezeti sajátosságok is a klaszteresedésben. A 3.2 ábrán látható, hogy az átlagosnál nagyobb követési



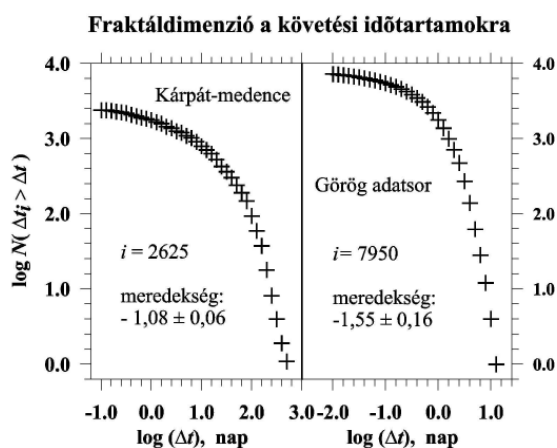
3.2. ábra. Közepes értékkel normált követési időtartamok jellegzetes váltakozása a Kárpát-medencében két nagy földrengés között. Sorozat kezdete: 1909. okt. 8., vége: 1929. nov.1.

időtartamokat inkább az átlagosnál rövidebb idők követnek, és fordítva, a függvény képe „tüskés”, az adatokra antiperszisztencia jellemző. A változás függvénye nem „bolyong el” nagyon a közepes értéktől, az adatokban gyakorlatilag nincsenek hosszabb trendek.

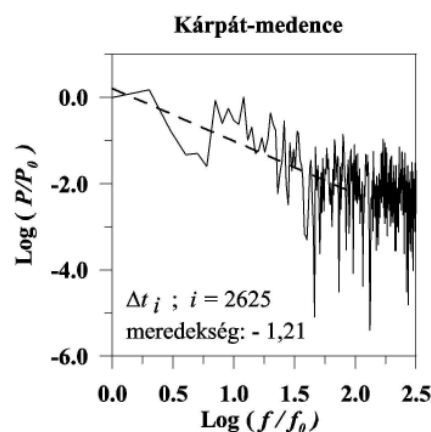
Az ismétlődési időtartamok változékonyságának jellemzésére alapvető statisztikaként az időtartamok méret-gyakorisági eloszlását vizsgáltuk, amely az ún. Korčák-féle empirikus törvényben (Hastings and Sugihara, 1993)

$$n(\Delta t_i > \Delta t) = \text{const}(\Delta t)^{-D} \quad (3.1)$$

fogalmazódik meg, ahol n a Δt -nél hosszabb időtartamok száma, és D tetszőleges, nem szükségszerűen egész szám. Az ilyen eloszlást mutató objektumok, jelenségek, folyamatok *fraktálok* néven ismeretesek, feltéve ha ez az összefüggés valamely mérettartományban mérettől függetlenül teljesül, a hatványfüggvény D -kitevője pedig a *fraktáldimenzió*. Az eloszlást jellemző fraktáldimenzió meghatározható fenti összefüggés log – log transzformált változatának görbéjéhez illesztett egyenes meredekségeként. A 3.3. ábrán ezen eljárás eredménye látható két területre.



3.3. ábra. Fraktáldimenziók a követési időkre



3.4. ábra. Δt_i idősor Fourier-spektruma

A Kárpát-medencében a Δt_i idők méret szerinti eloszlása skálainvariáns a kb. 2,5-500 napos mérettartományban, a mérettől való függetlenség tartománya tehát mintegy 200-szoros, a fraktálszerkezet határozott, a jellemző dimenzióérték $D = 1,08 \pm 0,06$. A Peloponnészosz-Égei térségre $D = 1,55 \pm 0,16$ adódik a 0,1-12,5 napos méretskálán. Idősorok esetén a fraktáldimenzió meghatározása a geofizikában igen kedvelt módon, az idősor Fourier-transzformáltjának számításával is lehetséges. A teljesítménysűrűség-spektrumot a frekvencia függvényében log-log skálán ábrázolva (3.4. ábra, ahol f_0 az alapfrekvencia és P_0 a rá vonatkozó teljesítmény), a D fraktáldimenzió egyszerű formula segítségével meghatározható a spektrumhoz illesztett regressziós egyenes meredekségéből (Mandelbrot, 1983). A magyar adatsor Fourier-spektrumának az ábrán jelzett meredekségéből $D = 1,89$ dimenzióérték adódik, a görög és svájci adatokra vonatkozó dimenziók pedig sorrendben $D = 1,64$, illetve $D = 1,72$. Utóbbi módszer a perszisztencia-antiperszisztencia kérdése szempontjából is jelentőséggel bír, az $1,5 < D < 2,0$ tartományba eső fraktáldimenziók ugyanis kizárólag antiperszisztens folyamatokra jellemzők (Mandelbrot, 1983). A Kárpát-medence adataiban az antiperszisztencia igen erős (D 2-höz közelít), a másik két esetben mérsékelt. A (3.1) kapcsolat alapján, és az utóbbi eljárással adódó fraktáldimenziók jelentősen eltérnek egymástól. Ennek oka az, hogy a két eredmény az időskála nagyon különböző intervallumaira vonatkozik (a Fourier-spektrum jelen esetben az időskála 1-100 éves tartományát fedi le), vagyis az eredmények az adatok multiskálázottságára, multifraktál szerkezetére utalnak.

Ugyanezt a jelleget valószínűsíti más aspektusban az is, hogy a küszöbmagnitúdó növekedésével D értéke jelentősen és szisztematikusan csökken (3.1. táblázat).

4. Térbeli eloszlás fraktáljellemezői

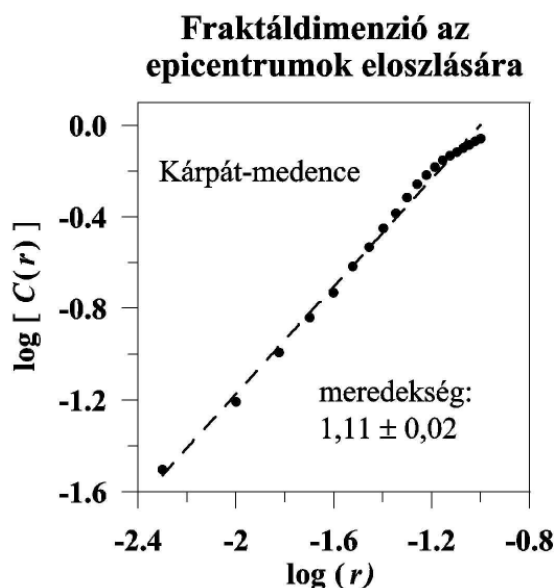
Földrengések térbeli eloszlásának vizsgálata során a fészekmélység kérdéséről eltekintve csak az epicentrumok helyzetével foglalkoztunk, ismert okok miatt ugyanis a rengések mélységadatai nagyon hiányosak (a Kárpát-medence vizsgálatunkba bevont 2626 rengése közül például 1895 esetben a mélységadat ismeretlen). Számos tanulmány látott napvilágot földrengések térbeli-területi eloszlásának fraktáljellemezőiről (összefoglalva pl. Turcotte (1992), továbbá Dimri (2005) művében), számunkra a kérdést az motiválta, hogy a Kárpát-medencére vonatkozóan eddig ilyen vizsgálatok még nem történtek.

A rengések közötti időtartamok méret szerinti eloszlását fentiekben jellemző Korčak-exponens valójában a fraktálelméletben kapacitív néven ismert és gyakran D_0 -val jelölt dimenzió, meghatározásának hibája számításainkban 10-15 %-ot is elért. Ezért jelen esetben célszerűnek láttuk inkább az ugyancsak széleskörűen használatos és általában D_2 -vel jelölt korrelációs dimenziót alkalmazni. Utóbbi ugyanis érzékenyebben reagál az eloszlási mintázat finomabb változásaira, és D_0 -nál pontosabban számítható.

Jelölje r_i egy a (λ_i, φ_i) szögkoordinátákkal adott epicentrum mint referenciapont helyzetét, és számítsuk ennek a pontnak az összes többi $N-1$ epicentrumtól való $|r_i - r_j|$ távolságait (természetesen, a gömbi trigonometria szabályai szerint). Ezáltal ismertté válik azon pontok száma, amelyek a kiválasztott epicentrumtól valamely általunk megadott r hosszánál kisebb távolságra helyezkednek el. Az eljárást megismételve a maradék összes epicentrumra, meghatározhatjuk a korrelációs integrál néven ismert

$$C(r) = \frac{1}{N(N-1)} \sum_{i,j=1}^N H(r - |r_i - r_j|), \quad i \neq j \quad (4.1)$$

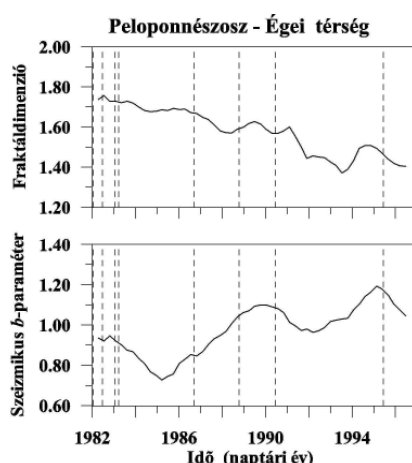
mennyiséget, ahol N az epicentrumok teljes száma, és H a Heaviside-féle lépcsősfüggvény. Jelentését tekintve $C(r)$ valószínűségi függvénye annak, hogy két epicentrum közötti távolság kisebb, mint r . A D_2 korrelációs dimenzió ismert módon meghatározható a $\log(r)$ függvényében ábrázolt $\log[C(r)]$ integrál görbéjének lineáris szakaszához illesztett egyenes meredekségeként. A 4.1. ábra fenti műveletek eredményét szemlélteti a Kárpát-medence adataira.



4.1. ábra. Korrelációs integrál skálafüggése a Kárpát-medence földrengéseire

A párkorrelációs függvény lineáris skálázottsága fraktálszerkezetre utal a vizsgált adatsorban, a meredekség jelen esetben a $0,3^\circ - 6,5^\circ$ szögtávolság-tartományra vonatkozik. Az epicentrumok eloszlása a másik két térségben is fraktálszerkezetet mutat, a korrelációs dimenzió értéke a Svájci-Alpokra $1,26 \pm 0,01$, a görög területen pedig $1,57 \pm 0,01$. A meghatározás pontossága igen magas, a hibák nagysága mindhárom esetben $\sim 0,01$. A pontosság itt azért kap hangsúlyt, mert adatainkat kisebb részhalmazokra osztva, vizsgáltuk a korrelációs fraktáldimenzió időbeli változásának, továbbá D_2 és a szeizmikus b -paraméter közötti korreláció kérdését is, kevesebb adat esetén pedig az eredmények pontossága romlik. Utóbbi vizsgálatok elvégzését egyrészt azért láttuk indokoltnak, mert nagy földrengések előtt várható változások egy forrásterület rengéseinek klaszteresedésében, ezek a változások pedig érzékelhetően jelentkezhetnek esetleg a fraktáldimenzióban is. Továbbá, D_2 és b ugyanannak a folyamatnak két eltérő aspektusban történő megjelenéséhez kötődik, és természetesen felvetődhet a korreláltság kérdése.

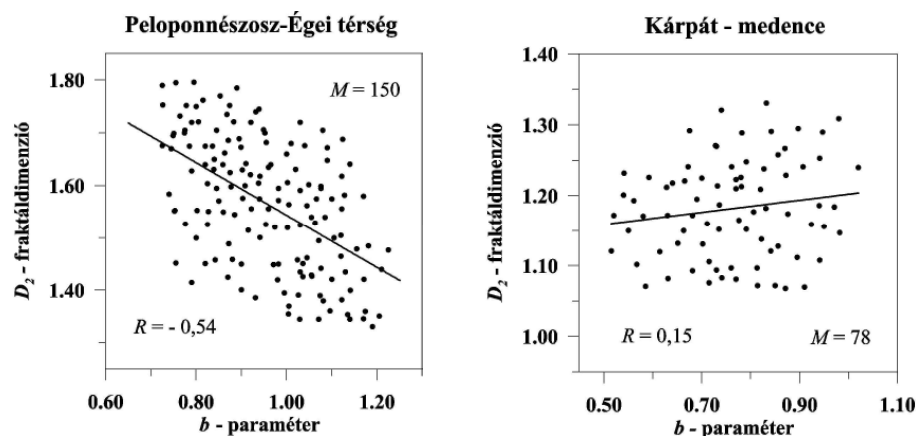
A keletkezési idő szerint sorbarendezett adatainkat „futó ablak” eljárással egymást részben átfedő alhalmazokra bontva, minden egyes részhalmazra számítottuk két fenti paraméter értékét. A részhalmazok hossza a Peloponnészosz-Égei térségre 500, a Kárpát-medencére 300 adat, az átfedés 90 %-os. Így az egyes részhalmazok száma sorrendben $M=150$, illetve $M=78$. A szeizmikus b -paraméter számítása „maximum likelihood” módszerrel történt, ami a részhalmazok jelenlegi adatszámánál $\pm 0,1$ –es pontosság elérését tette lehetővé. A 4.2. ábrán a görög adatrendszerre adódott eredmények grafikus megjelenítése látható, az időbeli rendezettségéből adódóan az időbeli változások követhetők.



4.2. ábra. Fraktáldimenzió és szeizmikus b -paraméter időbeli változása a Peloponnészosz - Égei térségben. A függőleges szaggatott vonalak nagy földrengések keletkezési időpontjait jelzik

A b -paraméter a vizsgált 15 év folyamán egészében emelkedő, a fraktáldimenzió csökkenő tendenciát mutat, korreláltságuk tehát negatív előjelű. Az egyes részhalmazokra a fraktáldimenzió az $\sim 1,3-1,8$ tartományban változik, a közepes érték $\sim 1,56$. A Kárpát-medence adataira vonatkozó megfelelő értékek $\sim 1,0-1,3$, és $\sim 1,18$ nagyságúak. Az összetartozó D_2 - b adatpárok nagyság szerinti eloszlása a kérdéses görög illetve magyar adatsorra a 4.3 ábrán látható. A görög adatok esetében a korreláció negatív és nagyon határozottan (még a 99 %-os konfidenciaszinten is) szignifikáns, a korrelációs együttható értéke $R = - 0,54$. A kapcsolat regressziós egyenlete $D_2 = 2,04 - 0,49b$. A Kárpát-medencében a korreláció pozitív, a korrelációs együttható $R = 0,15$, a korreláció azonban nem szignifikáns. A lineáris regresszió egyenlete utóbbi esetben $D_2 = 1,11 + 0,09b$. Figyelmet érdemlő tény, hogy a Japán-szigetív egy területére végzett hasonló vizsgálatában Hirata (1989) ugyancsak negatív D_2 - b korrelációt mutatott ki, a miénknél erősebb, $R = - 0,76$ korrelációs együtthatóval. Ismeretes, hogy utóbbi térség egy nagyléptékű, aktív szubdukció helyszíné,

ahol geodinamikai szempontból a kép egyértelmű. A Peloponnészosz-Égei térségben ugyan a geodinamikai szituáció bonyolultabb, de markáns szubdukció jelenléte itt is kétségtelen, még ha nem is kizárólagosan csak ilyen folyamat zajlik. Viszont a szubdukciós zónáktól tektonikai szempontból nagyon eltérő, stabil Brazil-táblán például, egy egyedi vetőn keletkezett hosszú

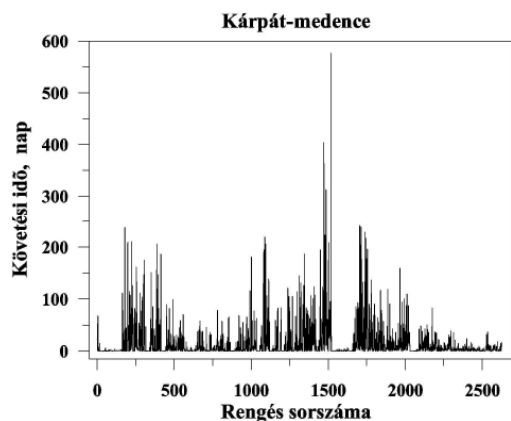


4.3 ábra. Fraktáldimenzió és szeizmikus b -paraméter közötti korreláció két vizsgált területen

rengési sorozat rengéseit analizálva Henderson et al. (1994) ugyancsak gyengén pozitív $D_2 - b$ korrelációról közöl híradást. Vizsgálati eredményeink ezért azt a következtetést látszanak valószínűsíteni, hogy negatív korreláció szubdukciós geodinamikai helyzetre lehet jellemző. Határozottabb következtetések levonását további, geodinamikai szempontból jól ismert sajátságokkal rendelkező területen végzett analóg kutatások segíthetnék. A 4.2. ábra függőleges szaggatott vonalainak helyzete nem utal azonosítható klaszteresedési anomáliákra D_2 vagy b változásaiban nagy földrengéseket megelőzően. Ilyen kapcsolat kutatásához véleményünk szerint kis területen, ismert tektonikai környezetben keletkező, nagyszámú (legalább 10^5) mikrorengésből álló sorozatok analízise lehetne informatív.

5. Multifrakál-sajátságok

Noha a fraktáldimenzió általános kvantitatív információt nyújt arról, hogy valamely változó mennyiség milyen módon tölt ki adott tér-, idő-, stb. tartományt, bonyolult eloszlási mintázatok finomabb sajátságainak leírásához egynél több, elméletileg akár végtelen sok paraméter szükséges. Ez a tény indokolja a multifraktálok elméletének illetve vizsgálati módszereinek alkalmazását földrengéskutatásban is. Az indokoltságot jól szemlélteti például a Kárpát-medencebeli földrengések követési időtartamaiból álló idősornak (5.1. ábra)



5.1. ábra. Földrengések keletkezése közötti időtartamok sorozata a Kárpát-medencében. Nagyfokú a hasonlóság multifraktál-strukturához

egyszerű, vizuális összehasonlítása egy fraktálon generált skálainvariáns, multiplikatív valószínűség-eloszlással (amely, mint ismeretes, multifraktál-struktúrát képez); a hasonlóság meglepően nagyfokú.

Fentiekben már említés történt arról, hogy vizsgálatainkban fokozott figyelmet fordítottunk a földrengés-előfordulások időbeli jellegzetességeink kutatására, mivel a területi előfordulásokra vonatkozóan lehetnek bizonyos támpontok. Ezért jelen pályázat keretében a multifraktál-analízis alkalmazásával a rengések időbeli eloszlásában lehetséges többrendbeli skálázottság keresésére törekedtünk. Az egydimenziós időtengelyen pontthalmazként megjelenő kipattanási időpontok nagyon jól modellezhetők a fraktálméletben gyakran idézett, nevezetes Cantor-halmazzal. A multifraktálok vizsgálatának két ismert eljárása közül mi a D_q általánosított dimenziókkal történő leírást alkalmazzuk a kipattanási időpontokra, viszonylag korlátozott számú (\sim néhány ezer db.) mérési adat esetén ez ugyanis némileg megbízhatóbb eredményeket ad, mint a másik, az ún. szingularitási spektrumon alapuló közelítés (pl. Hirabayashi et al., 1992). A multifraktál mérték típusú mennyiség, amely fraktál (vagy esetleg nem fraktál) tartón (halmazon) alakulhat ki. A tartót természetes módon oszthatjuk olyan alhalmazokra amelyek mindegyike különböző, a tartótól eltérő fraktáldimenzióval rendelkezik. A mérték legyen a tartó $r \rightarrow 0$ méreskálájú i -edik tartományára (esetünkben az 1-dimenziós időtengely $r \rightarrow 0$ hosszúságú i -edik szakaszára) vonatkozó olyan $P_i(r)$ valószínűség értéke, hogy az i -edik szakaszba esik valamilyen földrengési időpont. Értelmezés szerint a multifraktálok rendelkeznek azzal a tulajdonsággal, hogy

$$\sum_i P_i^q(r) \approx r^{qD_{q+1}}, \quad (5.1a)$$

ami ekvivalens a gyakran idézett, ismert

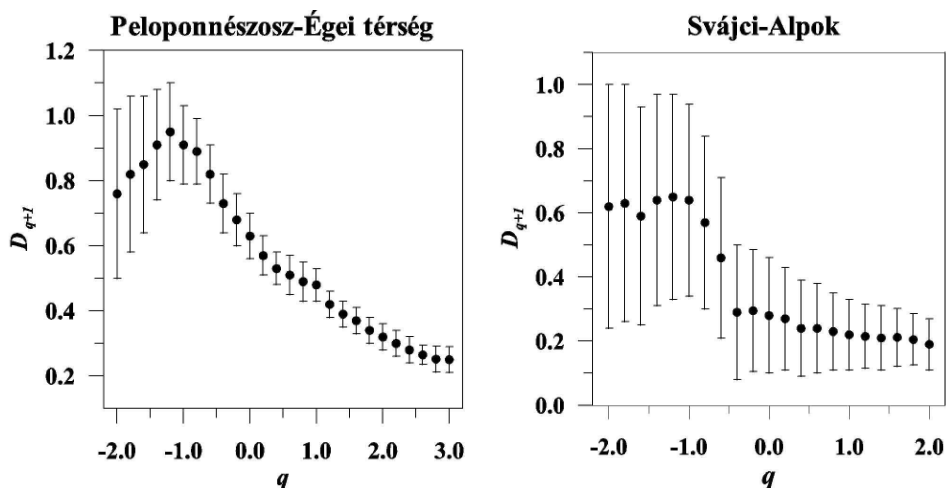
$$D_q = \frac{1}{q-1} \lim_{r \rightarrow 0} \frac{\log(\sum_i \{P_i(r)\}^q)}{\log r} \quad (5.1b)$$

kifejezéssel, ahol $P_i(r)^q$ a valószínűség-sűrűség q -adik momentuma, és D_q a már említett általánosított dimenziók sorozata (q lehet tetszőleges valós szám). Az általánosított dimenziók a Grassberger et al. (1983) által kidolgozott módszer alapján meghatározhatók az előző fejezetben ismertetett korrelációs integrál

$$C(r, q) = 1 / \sum_i \left\{ 1 / (N-1) \sum_{j \neq i} H(r - |r_i - r_j|) \right\}^q \quad (5.2)$$

statisztikus momentumainak számításával, ahol N az r_i mértékek teljes száma. A D_q dimenziók számértékét az (5.1b) összefüggés alapján a $\log(r)$ függvényében ábrázolt $\log[C(r, q)]$ -görbe dőlt lineáris szakaszának meredeksége adja az adott q sorszám mellett. Ha a D_q dimenziók értéke q -tól függetlenül állandó, monofraktálról, ellenkező esetben multifraktálról beszélhetünk. A monofraktál D dimenziója tehát tekinthető „globális”, az egész strukturára jellemző paraméternek, míg a D_q dimenziók adott pont környezetére érvényes „lokális” tulajdonságokkal kapcsolatosak; innen a mondás, hogy a multifraktál lényegében nem más mint fraktál a fraktálban. Ha a földrengések keletkezési időpontjaira vonatkozóan $D=1$, tisztán véletlenszerű, Poisson-folyamattal van dolgunk, az időpontok a teljes időtengelyt kitöltik. Ha $D < 1$, a rengések keletkezése időben skálainvariáns módon klaszteresedő, egymástól különböző dimenziók sorozata esetén pedig minden klaszteren belül további klaszteresedés történik.

Az 5.2. ábra a legnagyobb terjedelmű és legpontosabbnak bizonyult görög adatrendszerre, továbbá a legkisebb számítási pontosságot lehetővé tévő svájci adatokra meghatározott D_q dimenziók sorozatát szemlélteti. A dimenziók változnak bizonyulnak, a rengések időbeli keletkezési folyamata multifraktál-struktúrát mutat.



5.2. ábra. Földrendések keletkezési időpontjaira vonatkozó, általánosított fraktáldimenziók változása a Peloponnészosz-Égei tenger és a Svájci-Alpok térségében. A függőleges szakaszok a számítási hibákat szemléltetik

Az alkalmazott matematikai eljárásból következően, a pozitívan nagy q -ra vonatkozó dimenziók a halmaz teret sűrűbben kitöltő, sűrűbben klaszteresedett részeire, míg a negatív irányban növekvő indexű dimenziók a gyéribben kitöltött, ritkábban klaszteresedett halmazrészekre jellemzők. Ebből következik a negatív indexek irányában folyamatosan romló számítási pontosság, a meghatározás hibája jelen esetben eléri a ± 30 - 35 %-os szintet. A legkisebb terjedelmű svájci adatrendszerre a maximális hibaszint eléri a ± 60 %-ot. Legérdekesebb a leggyengébb illetve legerősebb intenzitású klaszteresedés skálázottságát jellemző $D_{-\infty}$, D_{∞} alsó és felső dimenzióhatárok, és a globális D_2 korrelációs dimenzió esete (5.1. táblázat).

5.1. táblázat. Jellegzetes fraktáldimenziók értékei a vizsgált területekre

Terület	$D_{-\infty}$	D_{∞}	D_2
Peloponnészosz-Égei térség	$0,76 \pm 0,26$	$0,26 \pm 0,05$	$0,48 \pm 0,05$
Svájci-Alpok	$0,62 \pm 0,38$	$0,19 \pm 0,08$	$0,25 \pm 0,11$
Kárpát-medence	> 1	$0,13 \pm 0,06$	$0,16 \pm 0,06$

A Kárpát-medencében rövid időskálákon (D_{∞} környezetében) a klaszteresedés nagyon erős ($D_{\infty} \sim 0,1$) hosszú skálákon pedig a rengések keletkezése Poisson-folyamathoz közelít. $D_{-\infty}$ itt 1-nél nagyobb értékeket is elér, azonban a meghatározás hibája igen nagy. Megjegyezzük, hogy az időtengely teljes kitöltéséhez ($D \sim 1$ eléréséhez) elméletileg végtelen hosszú időtartam szükséges, mindenesetre a növekvő dimenziók arra utalnak, hogy hosszú időskálákon a rengések előfordulása egyenletesebbé válik, a klaszteresedés intenzitása gyengül. Az 5.2. ábrán látható, hogy -1-nél kisebb q -értékeknél D_q a Peloponnészosz-Égei térségben is egyhez közelít, majd ellentmondásos módon csökkenni kezd, a számítások hibája azonban határozott következtetések levonásához itt is túlságosan nagy. Általában elmondható, hogy megbízhatóan pontos multifraktál-analízishez optimálisan legalább $10^4 - 10^5$ nagyságrendű adatszám szükséges. Az mindenesetre bizonyos, hogy mindhárom vizsgált térségben a rengések időbeli előfordulása multiskálázott, minden időskálán klaszteresedő multifraktál-

struktúrát mutat, úgy hogy a szélsőségek legerősebbek a Kárpát-medencében, és leginkább kiegyenlített a folyamat a görög területen. Figyelmet érdemel továbbá a D_2 globális korrelációs dimenzió értékének nagyon jó, viszonylag kis hibahatárokra belüli egyezése az előző pontban tárgyalt, a térbeli eloszlásra jellemző D_2^m korrelációs dimenzióval (az összehasonlítás $1+D_2$ -vel történik, ugyanis D_2 térben egydimenziós, D_2^m pedig térben kétdimenziós jelenségre vonatkozik), az m felső index itt azt jelöli, hogy a monofraktál-elmélet keretében meghatározott dimenzióról van szó. Ez a tény arra enged következtetni, hogy a rengések mind tér- mind időbeli eloszlásának skálázottságát a kérdéses területeken egyformán egy és ugyanaz a paraméter, globális fraktáldimenzió jellemzi, kontrollálja.

Az időben változónak kimutatott klaszteresedési intenzitás arra utal, hogy a multifraktál-analízis effektív módszernek bizonyul földrengés adatsorok olyan statisztikus jellegzetességeinek vizsgálatára, amelyek sztandard eljárásokkal nem kutathatók. További kutatás tárgyát képező érdekes feladat lehet annak vizsgálata, hogy konkrétan mikor mutatkoznak jelentős klaszteresedési változások földrengés adatrendszerekben, ami nagy rengések készülődésének előhírnöke lehet.

6. Eredmények geodinamikai értelmezése

A szeizmikus folyamat térben és időben történő megjelenésének statisztikáját jellemző különböző fraktáldimenziók értékeit a 6.1. táblázatban összesítjük.

Terület	D_2 (epi-centrumokra)	$1 + D_2$ (multifraktálokból)	$D_{\Delta t}$ (követési időkre)	D_F (Fourier-spektrumból)
Kárpát-medence	1,11±0,02	1,16±0,06	1,08±0,06	1,89
Svájci-Alpok	1,26±0,01	1,25±0,11	1,32±0,09	1,71
Görög terület	1,57±0,01	1,48±0,05	1,55±0,16	1,64

6.1.táblázat. Szeizmicitás különböző megjelenési formáira jellemző fraktáldimenziók a vizsgált területeken

A táblázat első három oszlopának adatai láthatóan jó, hibahatáron belüli egyezést mutatnak, ami, mint korábban is utaltunk rá, arra enged következtetni, hogy a földrengések tér- és időbeli eloszlását egy és ugyanaz a paraméter, „globális” fraktáldimenzió jellemzi, kontrollálja. A Kárpát-medencére és környezetére ez a dimenzió 1-hez közeli, $D \sim 1,1$, a Peloponnészosz-Égei térségre mintegy 50 %-kal nagyobb, $D \sim 1,5$ körüli érték, a Svájci-Alpokra adódott érték pedig a közbülső sávba esik. A Δt követési időtartamokra a 3.1 összefüggés alapján meghatározott $D_{\Delta t}$ kapacitív, illetve a spektrális módszerrel adódó D_F dimenziók eltérései (táblázat két utolsó oszlopa) nagyon világosan utalnak a rengések időbeli előfordulásaiiban mutatkozó multifraktál szerkezetre, eloszlásra, vagyis arra, hogy a rengések mind rövid, mind hosszú időtartamokon egyenletlenül, klaszteresedve fordulnak elő, mégha a folyamat hosszú időtartamokon a Poisson-jelleg irányába fejlődik is.

A rengések tér- és időbeli eloszlását általánosan jellemző „globális” fraktáldimenzió fenti nagyságviszonyaira a szeizmogenezis mint önszerveződésű kritikus folyamat koncepciója alapján sikerül magyarázatot találnunk. *Önszerveződés* alatt egy összetett, sokelemű rendszer olyan képességét értjük, hogy egyensúlyi helyzetéből konstans energiafluxussal történő kimozdítás esetén a rendszer spontán módon rendezett geometriai szerkezetű állapot irányában fejlődik, ilyen állapotba kerül. Ez az állapot marginálisan stabil, *kritikus pont* a rendszer rendezett és rendezetlen fázisai között, a kérdéses geometriai

szerkezet pedig a 3.1 hatványtörvénynek megfelelő méret-gyakorisági eloszlást jelent, vagyis a folyamat vagy jelenség fraktál. Nem lényegtelen körülmény, hogy a kritikus állapot eléggé stabil, viszonylag érzéketlen a dinamika kisebb fluktuációira. Bak és Tang (1989) mutatott rá először a szeizmogenezis folyamatának és a rengések fraktáljellegének egy viszonylag egyszerű, mechanikai cellaautomata-modellben kialakuló önszerveződésű kritikus jelenséggé lehetséges értelmezésére. A modell kétdimenziós, egymással lokális dinamikai kapcsolat révén kölcsönhatásban álló cellák, elemek halmazából áll. Minden elem csak a vele közvetlenül szomszédos cellákkal van dinamikai kölcsönhatásban. Ha a rendszer egy tetszőleges elemére ható véletlenszerű perturbáció eredményeként az adott cellában kialakuló deformáció elér valamely kritikus értéket, lokális relaxáció kezdődik, és a deformáció átadódik a vele szomszédos cellákba (tektonikai értelemben a cella „megcsúszik”, törés, közetfelszakadás történik). Itt nem zárható ki ugyanilyen szituáció lehetősége, és elképzelhető, hogy a perturbáció mintegy a dominó-elv szerint átadódva, lavinaként végigvonul az egész halmazon, vagy legalábbis annak nagyobb részén. A folyamat végén aztán a rendszer nyugalmi állapotba kerül, a pillanatnyi deformáció a halmaz egyik elemében sem éri el a kritikus küszöböt. Egy ilyen „dominó”-folyamat képez egy rengési eseményt, a lavina-jelenségben résztvevő elemek számát arányosnak tekinthetjük a rengés méretével. Külső, tektonikus erő hatására egy véletlen későbbi időpontban és helyen a folyamat újra indulhat a rendszerben. Kezdetben csak kis rengések várhatók, mivel a feszültség a rendszer elemeiben alacsony, és a lokális relaxáció nem terjed messzire. Lassan és folyamatosan növekvő feszültségtér hatására azonban az átlagos feszültség a rendszerben egy statisztikusan állandó szinten stabilizálódik (kritikus állapot), amikor aztán valamely pontban történő beindulás után az említett lavinajelenség tetszőleges kiterjedést is elérhet. Ebben az állapotban a rendszer fraktáljellegű, nem létezik benne karakterisztikus skálahossz, tetszőlegesen kicsiny feszültség-ingadozás mindenféle méretű, egészen nagy rengést is kiválthat, a méretet csak a rendszer kiterjedése limitálja. Hogy a folyamat (földrengés-genezis) éppen hol és mikor indul be újra, csak a rendszer elemeinek pillanatnyi lokális feszültségi állapotától függ.

Bak és Tang (1989) numerikus modellvizsgálatokkal kimutatták, hogy fenti statisztikus modell a választott modellparamétereiktől és esetleges további statisztikus feltevésektől eléggé függetlenül viszonylag állandó, $D \sim 1,0$ körüli fraktáldimenziót mutat a rengések méret szerinti eloszlását jellemző hatványtörvényben. Ez az érték pedig igen jól egyezik a Kárpát-medence földrengéseinek tér- és időbeli eloszlását kontrolláló fraktáldimenziókkal (6.1 táblázat). Ebből arra következtetünk, hogy a Kárpát-Pannon térségben (esetleg intrakontinentális területeken általában) jelentős külső hajtóerő általi „behangelés” nélkül kipattanó földrengések eloszlásának tér- és időstatisztikája jól magyarázható a Bak és Tang (1989) –féle földrengésmodell, végső soron pedig a szeizmogenezist önszerveződésű kritikus folyamatként értelmező koncepció keretében.

A földrengések keletkezését ugyancsak önszerveződő kritikus folyamatnak tekintő Brown et al. (1991) –féle rengésmodell szerzői előbbinél jelentősen nagyobb, $D \sim 1,5$ körüli kitevőket határoztak meg modellszámításaikban a rengések méret szerinti eloszlását jellemző hatványtörvényekben. A modell abban különbözik az előzőtől, hogy itt jelen van valamilyen adott sebességgel mozgó litoszférolemezt reprezentáló rendszerkomponens is, amelynek mozgási energiája dinamikai csatolás révén folyamatosan betöltődik a rendszerbe, hasonlóan a szubdukciós rendszereknél fennálló dinamikai szituációhoz. Mint előző esetben, a $D \sim 1,5$ nagyságú hatványkitevő itt is viszonylag stabilan állandó a modellparaméterek kismértékű változásaival szemben. A 6.1. táblázat szerint a Peloponnészosz-Égei –térseg rengéseire jellemző fraktáldimenziók nagysága ugyancsak $D \sim 1,5$, tehát a terület rengéseinek térben-időben mutatott eloszlási mintázata jól megfelel a Brown et al. (1991) –féle mechanikai földrengésmodell alapján várható sajátosságoknak. Érdekes a Svájci-Alpokra adódott köztes értékek esete. A mérsékelt szeizmicitást itt olyan, viszonylag alacsony intenzitású tektonikus folyamatok indukálják, mint oldaleltolódás, elfordulás, és távolabbi riftesedés hatása. A

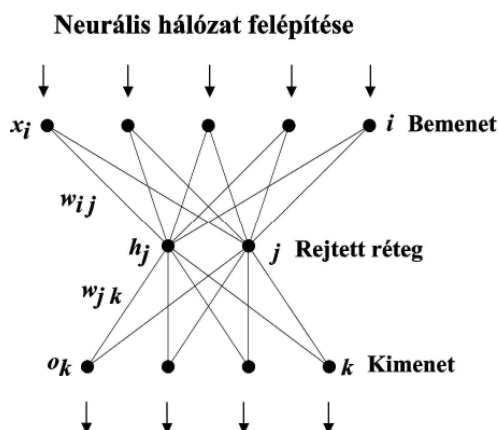
geodinamikai szituáció tehát egyik fenti földrengésmodellre sem jellemző, valószínűleg ezt a tényt tükrözik a szeizmicitás eloszlási mintázatának itt megfelelő köztes dimenzióértékek.

A földrengések térbeli eloszlását jellemző D_2 fraktáldimenzió és a szeizmikus b -paraméter között általunk kimutatott korrelációs kapcsolatok azt a következtetést sugallják, hogy szubdukciós jellegű aktív lemezszegélyeken a korreláció szignifikáns és negatív értelmű. Intrakontinentális területeken viszont a korreláció elmosódott, enyhén pozitív, de a kapcsolat nem szignifikáns. A kérdés eldöntéséhez azonban nagyobb számban, különböző tektonikai környezetekre vonatkozóan végzett, további hasonló vizsgálatok lennének szükségesek.

7. Kapcsolódások földrengésprognózishoz

Fentiekben már részben utaltunk arra, hogy a földrengésgenezis statisztikus fizikai alapjaival kapcsolatos modern elgondolások (fraktáljelleg, szeizmicitás mint önszerveződésű kritikus jelenség; pl. Hergarten (2002)) sikere talán ígéretesnek mutatkozhat a valós értelemben vett földrengésprognózissal szembeni várakozások számára is. Ilyen értelmű próbálkozásnak tekinthetők a nagy ($M \geq 6,0$) földrengések keletkezési időpontjainak becslését célzó, neurális hálózatokkal végzett numerikus modellvizsgálataink.

A neurális számítástechnika az emberi idegrendszer működését igyekszik reprodukálni. A hálózat az említett analógia alapján neuronoknak nevezett csomópontokból, és a köztük lévő kapcsolatokból áll (7.1. ábra). Működési elve a következő. Egy neuron a

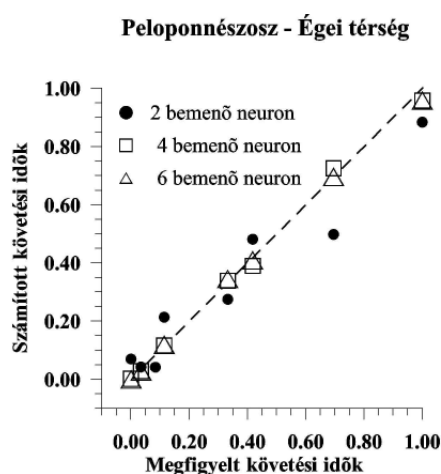


7.1. ábra. Háromrétegű, előrecsatolt neurális hálózat sematikus modellje. Az elemek száma az egyes rétegekben tetszőleges lehet. w_{ij} , w_{jk} a kapcsolatok súlyai

hozzá érkező bemeneti jeleknek egy-egy szorzószámmal (súllyal) ellátott összegét számítja. Az összeget ezután valamilyen aktivációs szabálynak megfelelő átviteli függvénnyel (esetünkben a logisztikus függvény néven ismert nem lineáris összefüggés) feldolgozza, átalakítja. Az átalakított jel továbbmegy a következő réteg csomópontjaira (innen az előrecsatolás), és a művelet ismétlődik. A rendszer egy kezdeti állapotból indítva (amikor is a súlyok pl. véletlen számok) „betanítható” úgy, hogy a bemenet(ek)re jeleket (jelen esetben múltbeli szeizmikus információ; rengések adott időszakok során tapasztalt éves gyakorisága) adunk, és a kimenet(ek)en ugyancsak megadjuk, hogy mit (pl. múltbeli nagy rengések megfigyelt keletkezési időpontjai) várunk. A betanítás a hiba-visszaterjesztés módszerével történik, aminek célja a kívánt és a számítási stádiumban éppen mutatott kimeneti jel közötti különbség négyzetének a minimalizálása, minthogy ez a különbség az összeköttetések súlyozásának a függvénye. Egy adott számítási fázisban a teljes hibát (valamennyi neuron hibája négyzetének összegét) számítjuk, és ezt visszafelé terjesztve módosítjuk a súlyokat. A folyamatot matematikailag iterációs eljárás valósítja meg, bizonyos számú iterációs művelet után pedig a hiba adott küszöbérték alá vihető, és a hálózatról megállapítható, hogy

konvergens. A súlyok módosítását az ilyen típusú feladatokban gyakran alkalmazott, gradiens alapú szélsőérték-kereső eljárással végeztük, amely a súlyok függvényének tekintett teljes hibát az ún. „legmeredekebb lejtő” módszerével minimalizálja. A „betanított” hálózat ezután képessé válik prognózis készítésére, vagyis olyan rengések keletkezési idejének számítására, amelyek csak a jövőben várhatók.

Számunkra elsősorban a nagy, $M \geq 6,0$ erősségű földrengések az érdekesek; ezek adatainkban a legnagyobb rengések. A bemenő jelek készletét ezen rengések közötti időszakokban megfigyelt rengésgyakoriság-értékek képezték. A bemeneti információ ilyen megválasztásának hosszabb fizikai indoklásával jelen beszámoló terjedelmét nem kívánjuk tovább növelni, ez megtalálható Bodri (2006) tanulmányában. A görög adatrendszerben például összesen 9 nagy rengés fordult elő, így 8 időszakra vonatkozóan álltak rendelkezésre bemenő adatok. A betanított neurális hálózati modell működésének eredményeit a Peloponnészosz-Égei térségre vonatkozóan a 7.2. ábra szemlélteti. Az ábrán a megfigyelt és



7.2. ábra. Nagy rengések megfigyelt, és eltérő felépítésű neurális hálózati modellekkel számított követési időtartamai normált egységben. A normált intervallumhatárok a valóságban 0,004 és 4,997 év követési időt jelentenek. A követési idők a sorrendben 2. (2 bemeneti neuron esetében az 1.) nagy rengés keletkezésétől mint kezdő időponttól datálódnak

modellszámításokból adódó követési időtartamok sorozata látható, sorrendben a 2. (2 bemeneti neuron esetén az 1.) nagy rengés keletkezésétől mint kezdő időponttól mérve. Minél jobb a hálózat teljesítménye, az ábra pontjai annál jobban símulnak a 45°-os dőlésű egyeneshez. Az eredmények szerint, összesen 2 bemeneti neuron esetén a hálózat teljesítménye viszonylag gyenge. Másrészt, 6 bemeneti neuron sem javított észrevehetően a betanítás pontosságán. Optimálisnak olyan felépítésű hálózat bizonyult, ahol 4 bemeneti neuronon történt információ bevitel úgy, hogy a négykomponensű információs vektort két magnitúdósávban két időszak alatti szeizmikus gyakoriságok képezték. A megfelelő választ adó hálózat felépítését illetően felmerülhet a kérdés, hogy lehet-e ennek kapcsolata a földrengésgenezis fizikájával. Arra, hogy 4 bemeneti neuron esetén nemcsak egy, a rengést közvetlenül megelőző időszak szeizmicitását kellett figyelembe venni a modell jó teljesítményéhez, magyarázatul szolgálhat, hogy önmagában még egy erős rengés sem képes kioldani egy forrásterületen kialakult feszültség-felhalmozódást.

A betanított hálózattal számítottuk a területen az adatsorunk vége utáni jövőben legközelebb várható erős földrengés keletkezési idejét, melynek a prognózis szerint 1999. december 10. körül kellett bekövetkeznie, az időpont becslésének hibája kb. $\pm 0,5$ év. Ez a prognózis aztán jól beigazolódtott az 1999. szeptember 7-én Athén környékén kipattant pusztító, $M=5,9$ -es erősségű rengéssel.

A Kárpát-Pannon régió adatsora sokkal nagyobb tér-idő tartományokra terjed ki, mint a görög adatrendszer. Az ebből következő adat-inhomogenitásokat elkerülendő, az eredeti adatrendszernek csak kisebb hányadát, az $M \geq 4,0$ rengéseket használhattuk földrengésprognózisra (Bodri, 2006). A legjobb teljesítményt itt is négy bemeneti neuront tartalmazó hálózattal sikerült elérnünk. A bemeneti információt azonban ez esetben a becsült

rengés előtti 2 nagy rengés magnitúdója és két előző időszakra vonatkozó szeizmikus gyakoriságok szolgáltatják. A hosszabb vizsgált időtartam és alacsonyabb szeizmikus gyakoriságok miatt itt a becslés hibája $\pm 2,8$ év, többszöröse a görög adatoknál adódott értékeknek, de még így sem rosszabb más létező hosszútávú becslési módok teljesítményénél (Eneva and Ben-Zion, 1997). A Kárpát-medence térségében várható legközelebbi nagy rengés időpontját a betanított hálózattal fentiekben ismertetett módon számítva, a várható időpontra a 2012. január 18. körüli dátum adódott.

A vizsgált svájci területen az adatsor 132 évnyi hossza alatt összesen két $M \geq 6,0$ erősségű rengés fordult elő (mindkettő 1946-ban), ez a körülmény nem tette lehetővé, hogy a Svájci-Alpokra is számíthassunk fentiekhez hasonló prognózist.

Földrengés-populációk tér-, idő és energia szerinti eloszlását jellemző paraméterek közül prognózis szempontjából csak az időbeli előfordulásokkal foglalkoztunk. A többi dimenzióba történő kiterjesztés érdekes további kutatás tárgya lehet.

8. Záró megjegyzések, összefoglalás

Vizsgáltuk három eltérő szeizmotektonikai környezet földrengéseinek statisztikus jellemzőit, különös tekintettel a rengések térben, időben és energia szerinti előfordulásának *fraktálstatisztikájára*. A fraktáljellelmezők vonatkozásában fokozott figyelmet szenteltünk a keletkezési időpontok kérdéskörének, földrengésprognózis szempontjából ugyanis leginkább az előfordulási időpontok érdekesek egy-egy szeizmikusan aktív térségben, az előfordulási helyekre vonatkozóan lehetnek bizonyos támpontok.

A rengések előfordulása időben egyenletlen, klaszteresedő, a klaszteresedés mértéke az egyes területeken eltérő, függ továbbá a rengések energiaszintjétől, de a legerősebb rengések előfordulásai sem felelnek meg a Poisson valószínűségi eloszlásnak. A klaszteresedés mértékét a teljes vizsgált időskálán jellemző „globális” fraktáldimenzió nagysága eltér az időskála kisebb szakaszain mutatott inhomogenitásokat leíró „lokális” fraktáldimenzióktól, vagyis az időbeli előfordulások struktúrája multiskálázott, a jelenség *multifraktál*.

A szeizmicitás területi eloszlása is mindhárom térségben fraktáljellegű. A területi eloszlásra jellemző fraktáldimenzió és az energia szerinti gyakorisággal kapcsolatos szeizmikus paraméter közötti összefüggés kérdését vizsgálva, korrelációs kapcsolatot mutattunk ki a két paraméter között. Eredményeink és szórványos szakirodalmi eredmények azt a következtetést látszanak valószínűsíteni, hogy szubdukciós geodinamikai rendszerekben a két mennyiség közötti korreláció szignifikáns és negatív, egyéb geodinamikai környezetekben viszont a kapcsolat elmosódottabb, a korreláció gyengén pozitív és általában nem szignifikáns.

A szeizmikus folyamat térben és időben való megjelenésének statisztikáját „globálisan” jellemző fraktáldimenziók számításainkból adódott értékei arra engednek következtetni, hogy mind a területi, mind az időbeli eloszlást egy és ugyanaz a „globális” fraktáldimenzió kontrollálja, írja le. Ezen paraméter értékei a különböző területeken természetesen eltérőek; a Kárpát-medencére $\sim 1,0 - 1,1$, a Peloponnészosz-Égei térségre $\sim 1,5$ nagyságú dimenziók jellemzők, a Svájci-Alpokra köztes érték adódik.

A tér- és időbeli eloszlást általánosan jellemző „globális” fraktáldimenzió ilyen nagyságviszonyaira a szeizmogenezist *önszerveződésű kritikus folyamatként* értelmezve sikerül magyarázatot találnunk. Ezt a statisztikus fizikai folyamatot numerikus modellezéssel kutató Bak és Tang (1989) eredményei szerint ugyanis, egy egymással lokális dinamikai kölcsönhatásban álló cellaautomata modellben csak belső dinamikai fluktuációkkal keltett „szeizmikus események” (lavinajelenségek) méret szerinti eloszlását leíró hatványtörvényben is $\sim 1,0$ körüli fraktáldimenzió szerepel. Az aktív Égei térségre kapott magasabb kitevő viszont jól egyezik a Brown et al. (1991) –féle földrengésmodellben, ahol az önszerveződésű

kritikus folyamat dinamikai „behangelását” regionális tektonikus hajtóerő is irányítja, elméletileg adódott $\sim 1,5$ körüli értékkel.

A szeizmogenezis statisztikus fizikai alapjaival kapcsolatos modern elgondolások (fraktáljelleg, szeizmicitás mint önszerveződésű kritikus jelenség) sikere talán ígéretesnek mutatkozhat a valós értelemben vett földrengésprognózissal szembeni várakozások számára is. Ilyen értelmű próbálkozásnak tekinthetők a pályázat keretében a nagy ($M \geq 6,0$) földrengések keletkezési időpontjainak prognosztizálását célzó, neurális hálózatokkal végzett numerikus modellvizsgálataink is.

Irodalomjegyzék

- Bak, P. and Tang, C., 1989. Earthquakes as a self-organized critical phenomenon. *J. Geophys. Res.*, 94: 15635-15637.
- Bodri, B., 2006. Földrengés-előfordulások modellezése neurális hálózatokkal. *Magyar Geofizika*, 47: 60-70.
- Brown, S.R., Scholz, C.H. and Rundle, J. B., 1991. A simplified spring-block model of earthquakes. *Geophys. Res. Lett.*, 18: 215-218.
- Cox, D.R. and Lewis, P.A.W., 1966. *The Statistical Analysis of Series of Events*. Methuen, London, 367 pp.
- Dimri, V.P. (Ed.), 2005. *Fractal Behaviour of the Earth System*. Springer Verlag, Berlin, 208 pp.
- Eneva, M. and Ben-Zion, Y., 1997. Techniques and parameters to analyse seismicity patterns associated with large earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 102: 17785-17795.
- Grassberger, P. and Procaccia, I., 1983. Estimation of Kolmogorov entropy from a chaotic signal. *Phys. Rev. A.*, 28: 2591-2593.
- Hastings, H.M. and Sugihara, G., 1993. *Fractals. A User's Guide for the Natural Sciences*. Oxford Univ. Press, Oxford, 235 pp.
- Henderson, J., Main, I.G., Pearce, R.G. and Takeya, M., 1994. Seismicity in north-eastern Brazil: fractal clustering and the evolution of the b -value. *Geophys. J. Int.*, 116: 217-226.
- Hergarten, S., 2002. *Self-Organized Criticality in Earth Systems*. Springer Verlag, Berlin, 272 pp.
- Hirabayashi, T., Keisuke, I. and Yoshii, T., 1992. Multifractal Analysis of Earthquakes. *Pure and Appl. Geophys.*, 138: 592-610.
- Hirata, T., 1989. A correlation between the b -value and the fractal dimension of earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 94: 7507- 7514.
- Turcotte, D.L., 1992. *Fractals and Chaos in Geology and Geophysics*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 221 pp.