

Észrevételek

Ádám Antal és Zalai Péter

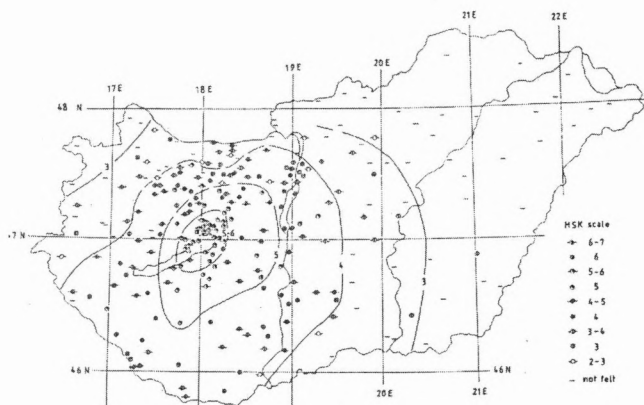
„A berhidai földrengés terület tektonikai szerkezetének geoelektromos modellje” c. tanulmányához (Magyar Geofizika 41. évfolyam 2. szám)

SZEIDOVITZ GYŐZŐ

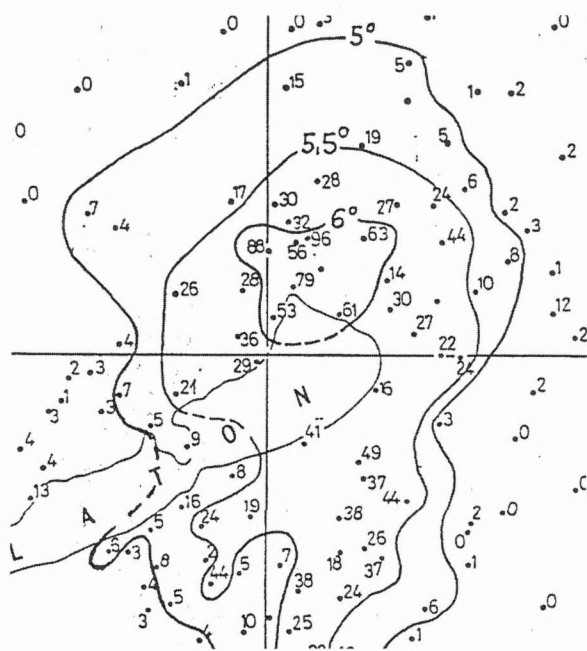
A földrengés zónák felderítése (nem szeizmológiai adatok alapján) régi törekvése a földrengésekkel foglalkozó szakembereknek. Különös jelentősége van ezeknek a kutatásoknak azokon a területeken, ahol ritkábban fordulnak elő rengések, hiszen egy földrengésforrás több ezer évig is lehet nyugalmi állapotban, majd hirtelen aktivizálódik. A kínai Tangshanban keletkezett 1976-os katasztrófális rengés példája mutatja, hogy gyakran 1–2 ezer éves földrengés-megfigyelésből sem vonhatunk le elegendő tapasztalatot a jövőben várható földrengés-tevékenységre. Örömmel üdvözlünk tehát minden olyan eredményt, amely elősegíti a potenciális fészkek felismerését. Természetesen minden esetben meg kell vizsgálni, hogy a geofizikai anomáliák, a földtani szerkezetek valóban a földrengésforrásokra jellemzőek-e (ott mértek, ahol a földrengések keletkeztek).

A rengésforrások felkutatásának egy lehetséges módszere, hogy a vizsgált terület szomszédságában már megfigyelt földrengések környezetének földtani, tektonikai felépítését, geofizikai anomáliáit vizsgáljuk, és ha találunk olyan, csak a földrengésfészkekre jellemző sajátosságokat, akkor a környezetében lévő hasonló, de eddig még aktivitást nem mutató szerkezeteket is potenciális fészkeknek kell tekinteni.

Az elgondolás kifogástalannak tűnik, de a megvalósítása már nehezebb, hiszen rendszerint nem ismerjük kellő pontossággal a földrengések keletkezési helyét. Nincsenek megbízható adatok a 10 – 20 km mélységben keletkezett földrengések fészkeinek földtani környezetéről sem.



1. ábra A berhidai földrengés (1985) isozeisztái [ZSÍROS 1989]

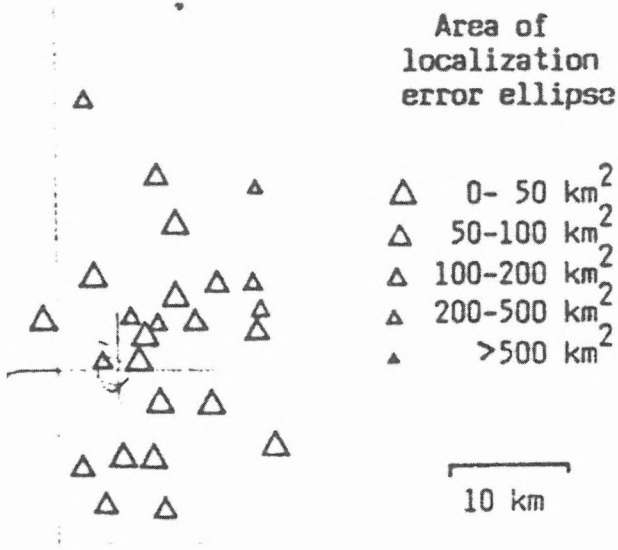


2. ábra A berhidai föregés (1985) isozeisztái [SZEIDOVITZ 1989]

A berhidai elő, fő és utórengések keletkezési idejét, amelyeket műszereink regisztrálták, kellő pontossággal ismerjük. A főrengés epicentrális intenzitását, és a rengés tágabb környezetére gyakorolt hatását ismerjük, hiszen lakóházanként külön-külön meghatároztuk a keletkezett károk nagyságát. Tekintettel arra, hogy ezt a munkát (sajnálatos módon) nem publikáltuk, ezért egy jelentés formájában csak egy viszonylag szűk szakmai körben vált ismerté [SZEIDOVITZ, TÓTH 1991]. Ebben a jelentésben Balatonalmádi, Balatonfüzfő, Balatonkenese, Berhida, Királyszentistván, Papkeszi, Peremarton, Sóly és Vilonya településekre adtuk meg a keletkezett károk nagyságát 1:2000 és 1:4000 méretarányú kataszteri térképen. Ezek a vizsgálatok 37 ezer épületre terjedtek ki. Ilyen átfogó és ilyen nagy területre kiterjedő vizsgálatok hazánkban még nem történtek.

A főrengés isozeisztáinak értékelésében eléggé eltérnek az egyes kutatók eredményei (1. és 2. ábra). Figyelembe véve, hogy az isozeisztákból a rengés fészkmélysége meghatározható, nem meglepő, hogy a rengések mélységére adott becslések is jelentős mértékben különböznek.

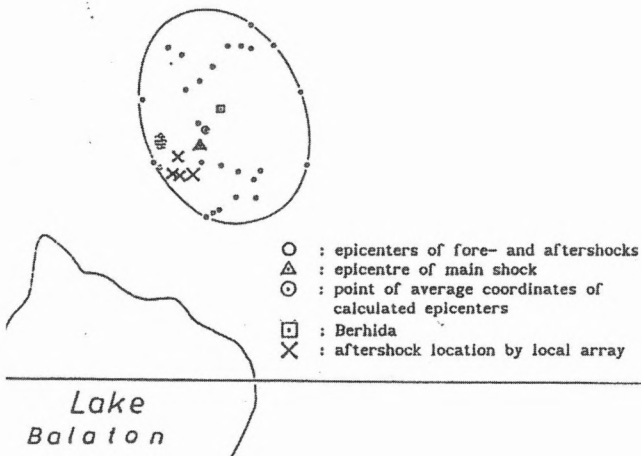
A fő és utóregések keletkezési helyét műszeres megfigyelések alapján kiszámították [TÓTH *et al.*, 1989]. Tekintettel arra, hogy az állomások meglehetősen távol voltak a rengések keletkezési helyétől (legközelebbi Budán a Sashegyen), ezért nem meglepő, hogy a rengések lokalizálásának hibája meglehetősen nagy volt (3. ábra).



3. ábra A berhidai főregés (1985) 29 utóregésének területi eloszlása [TÓTH *et al.*, 1988]

A tapasztalatok azt mutatják, hogy ennél pontosabb eredmények csak akkor érhetők el, ha a fészek környezetében több korszerű földrengésjelző állomást telepítünk, vagy az adatokat valamilyen szempontok szerint válogatjuk (pl. a bizonytalan beérkezéssű utóregéseket kihagyjuk).

1987-es, nem publikált tanulmányukban KISS Z. és MÓNUS P. kiszámították a fő, az elő és az utóregések egy részének keletkezési helyét (4. ábra). Az mondhatjuk, hogy **rendkívül jó a főregés és az utóregések koordinátáiból számított átlagérték egyezése**. A számítási eljárás és az alkalmazott sebességmodell együttes hatása hozta létre ezt az eredményt. Lehetséges, hogy a helyszínrre telepített egycsatornás hagyományos regisztrálású szeizmológiai állomás adatait is figyelembe vették. Ez nem tűnt ki a ta-



4. ábra A berhidai főregés (1985) utóregéseinek területi eloszlása [KISS, MÓNUS, 1987]

nulmányukból, de megemlítették: „*Megjegyezzük, hogy regisztráltunk több olyan szeizmikus eseményt, amelyeknek forrásai kis berhidai rengések lehettek, azonban a szeizmogramok fészekazonosításra nem voltak alkalmasak. Sok esetben a különböző rengések fázisai egymásra rakódtak.*”

A főregés keletkezési helyeként ZSÍROS (8 meghatározás alapján) a $\varphi=47-47,07^\circ$, $\lambda=18,00-18,11$ koordinátákat adta meg, ebbe az intervallumba még belefért BONDÁR I. $\varphi=47,05^\circ$, $\lambda=18,09$ a főregés keletkezési helyére vonatkozó értékelése [hivatkozás ÁDÁM A. *et al.* munkájában], vagyis a regés fészke nem Berhidán hanem Balatonfüzfő és Balatonkenese között volt (lásd. ÁDÁM A. és ZALAI P. hivatkozott dolgozatának 2. ábráját).

ÁDÁM A. és ZALAI P. dolgozatának 2. ábráján (a felirattól eltérően) csak egyetlen regés, a főregés intenzitás eloszlása szerepel, az utóregéseké nem.

Ha elfogadjuk BONDÁR számításainak eredményét, akkor az a furcsa helyzet áll elő, hogy az utóregések túlnyomó részét Peremartonban és Berhidán érezték, a főregéstől 5–10 km távolságra. További magyarázatot kellene adni arra a tényre is, hogy miért keletkeztek Berhidán és Peremartonban a legnagyobb épületkárok és nem Kenesén vagy Füzfőn. A helyi rossz mérnökszeizmológiai viszonyokra nem lehet hivatkozni, mert ilyen különbségeket a vizsgálatok nem mutattak ki [lásd *Balatonalmádi é. n.*, valamint FEJES 1993].

Az 5–10 km-es hiba a fészek lokalizálásában már nem teszi lehetővé a földrengéseket generáló aktív szerkezet körülhatárolását, hiszen, mint látni fogjuk, a rengések a Küngösi tábla és a Berhidai-medence találkozási zónájában keletkeztek és nem a tábla nyugati oldalán.

A főregést követő utóregések keletkezési helyének meghatározása esetenként még pontatlanabb, ahogy ez a 3. ábrán [TÓTH *et al.*, 1985] látható.

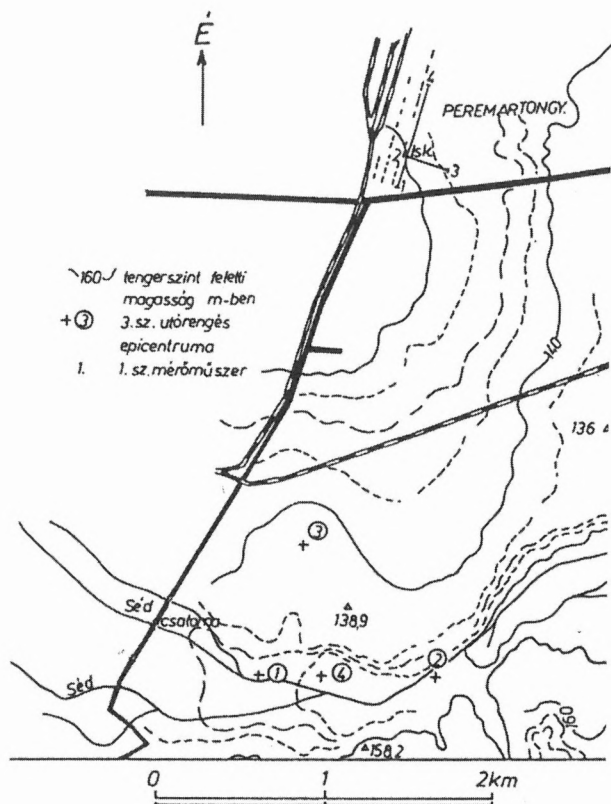
Az ÁDÁM A. és ZALAI P. dolgozatában lévő 3. ábrán (A berhidai földrengés és utóregéseinek magnitúdó-eloszlási térképe ZSÍROS T. szerkesztésében) feltüntetett rengések véleményem szerint nem keletkeztek egy közel 600 km² területen. Ennek bizonyítására a következő észrevételeket tehetem.

Nehezen képzelhető el, hogy pl. Vilonyán, vagy Balatonakarattya közelében $M=3,1 - 4$ méretű regés két esetben keletkezett, de csak Berhidán érezték [ZSÍROS 1989].

A berhidai utóregések közül 4 egy szűk sávban keletkezett a Séd patak és a Séd csatorna között 2–2,8 km mélységben (5. ábra). Ezek az adatok elég megbízhatóak, mivel a főregés után négy vertikális rövid periódusú állomásból álló hálózatot telepítettünk Peremartonba. A rengéseket mágnesszalagra rögzítettük, és így a beérkezések 4 ms pontosságú kiolvasása vált lehetővé [SZEIDOVITZ 1988].

Ezek az utóregések ott keletkeztek, ahol a KISS Z. és MÓNUS P. [1987] szerint a főregés, és az utóregések keletkezési koordinátáiból számolt átlag mutatja (4 ábra). Joggal tételezhetjük tehát fel, hogy a főregés keletkezési helye egybeesett az általunk regisztrált utóregésekével. A főregés tehát a geoelektromos mérésekhez közelebb lévő fészekben keletkezett

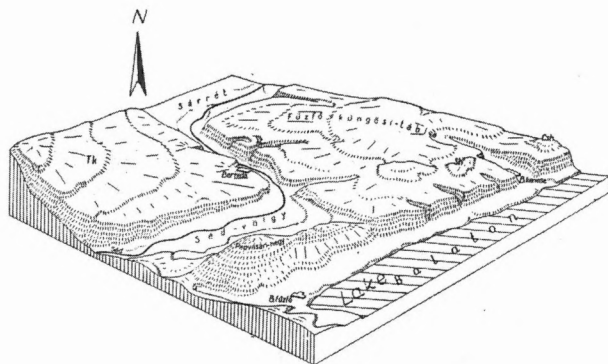
Természetesen nem állíthatjuk, hogy minden utóregés ebben a szűk sávban keletkezett, de a makroszeizmikus megfigyelések is ezt támasztják alá. Ezeknek az utóregéseknek a keletkezési helye olyan területre esett, ahol a pleisztocén folyamán jelentős mozgások voltak.



5. ábra. A berhidai főregés (1985) 4 utóregésének lokalizálása a Peremartonban levő szeizmológiai hálózattal [SZEIDOVITZ 1988]

Jóval a rengések keletkezése előtt a geomorfológusok (ÁDÁM *et al.* 1959) a következőképpen jellemezték a területet: (6. ábra)

A Berhidai-medencében a Bakonyból lezúduló vizek a pleisztocén folyamán törmelékűpot építettek, amelynek széle a Küngösi-táblarögre is rátelepült. A törmelékűpot a pleisztocén közepén a Berhidai-medence süllyedése miatt megroggyant. A Séd patak, amely addig a Füzfői-öbölnél a Balatonba folyt, egy új lefolyást találva elhagyta régi medrét és a Berhidai-medencén keresztül a Sárrét felé vette útját. A Séd bal partja 20–30 méterrel alacsonyabban van, mint a jobb. A Küngösi-táblarög felszínén az egykori törmelékűpot foszlányai megtalálhatók.



6. ábra. A Füzfő-küngösi táblarög és a Berhidai-medence tömbszelvénye [ÁDÁM *et al.*, 1959]

A földrengésszékkel és a pleisztocén mozgások ilyen korrelációja további hasonló területek vizsgálatára ösztönzött, amelyek egy része ugyancsak aktívnek mutatkozott, pl. Pincehely, Tamási-Regöly (Tolnai-hegyhát), Túrje, Pakod, Érmellék.

Szép számmal keletkeztek azonban a Kárpát-medencében olyan rengések is, amelyek geomorfológiai, neotektonikai kutatásokkal nem nyomozhatók. Ennek legismertebb képviselője Kecskemét, ahol a leg gondosabb neotektonikai vizsgálatok se mutattak ki olyan szerkezeteket, amelyek alapján a terület földrengésveszélyesnek lenne minősíthető. Nyilván a defláció és az areális erózió kifejtette hatását. A mélyben lévő szerkezetek azonban már utalnak a földrengés zónára.

Kutatni kell tehát a mély szerkezeteket is, mindent, ami mentén mozgások létrejöhetnek, és feszültségek felhalmozódhatnak.

Az ismert földrengésszékkel kell először vizsgálni (Berhida, Dunaharaszti, Komárom, Jászberény és Kecskemét). Minden olyan vizsgálatot, amely a mélyszerkezetekről ad információt, így a geoelektromos méréseket is végre kell hajtani, de nem szabad megelégedni a jelenkori mozgásokat feltáró geodéziai mérésekről sem.

IRODALOM

- ÁDÁM L., MAROSI S., SZILÁRD J. 1959: A Mezőföld természeti földrajza. Akadémiai Kiadó, Budapest 1–514.
- FEJES IMRE 1993: *Jelentés a Kecskemét, Berhida, Hortobágy és Dunaharaszti térségében 1991 és 1992-ben végzett mérnökgeofizikai szondázások eredményeiről.* ELGI adattár
- KISS Z., MÓNUS P. 1987: Berhidai rengések fészekparamétereinek meghatározása műszeres észlelési adatok alapján (1985–1986). *Balatonalmádi, Balatonfűzfő, Balatonkenese, Papkeszi, Peremarton és Vilonya mérnök-szeizmológiai térképei* MTA GGKI Szeizmológiai Főosztály adattára
- SZEIDOVITZ GY. 1988: Szeizmológiai megfigyelések (megjelent: *Elmozdulások.* HALÁSZ B. szerkesztésében. Eötvös Károly Megyei Könyvtár, Veszprém 1988)
- SZEIDOVITZ GY., TÓTH L. 1991: *Kecskemét és Berhida környezetében keletkezett földrengések vizsgálata az ELGI megbízásából;* megtalálható a MTA GGKI és az ELGI Adattárában
- TÓTH L., MÓNUS P., ZSÍROS T. 1988: The Berhida (Hungary) Earthquake of 1985, *Gerlands Beitr. Geophysik* **98**, 4, 312–321
- ZSÍROS T. 1989: *Macro seismic observations in Hungary (1983–1988).* Budapest