

E. Bisztricsány - D. Csomor - Z. Kiss

## SEISMISCHE ZONEN IN UNGARN

Um die Mängel der bisherigen Seismizitätskarten eliminieren zu können, wurde eine neue Seismizitätskarte gezeichnet. Diese Karte gibt den Einfluss des Untergrundes auf die bei den Beben entstehenden Schäden besser wieder, wie die bisherigen. Aus dieser erhellt, dass die seismische Wirkung längs der Bruchlinien stärker fortschreitet, als in der darauf senkrechten Richtung. Schliesslich wurden Zonen stärkerer und schwächerer seismischer Gefährdung festgestellt und gegeneinander abgegrenzt.

## RENGÉSES ZÓNÁK MAGYARORSZÁGON

Bisztricsány Ede - Csomor Dezső - Kiss Zoltán

Báth (1) Skandináviára vonatkozó szeizmicitás térképe nyomán Magyarországon Csomor és Kiss (2) (3) készített szeizmicitás térképet. Ez a térkép a Magyarországon kipattant földrengések energiaeloszlása alapján készült. Ez a módszer a következő:

Kiszámítják a rengésnél feloldódó energiát ( $E$ ) a

$$\log E = 11,7 + 3,2 \log \left( \frac{r^2}{h} + h \right) \quad (1)$$

formula alapján (ahol  $r$  az érzetőségi sugár,  $h$  a fészekmélység) és behelyettesítik az így kapott értéket az

$$e = \frac{E h}{4 \pi (h^2 + l^2)^{3/2}} \quad (2)$$

egyenletbe, ahol  $l$  az epicentrum és a vizsgált egység terület közötti távolságot,  $e$  az epicentrumtól  $l$  távolságra levő területegységre jutó energiát jelenti.

A szeizmicitási térkép készítés során azt tapasztaltuk, hogy az

érezhetőség hatására a különböző epicentrális erősségű rengésekből nem ugyanolyan nagyságrendű energia jut. Ezt a tényt matematikailag a következő módon írhatjuk le.

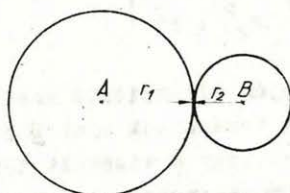
Legyen A-ban az egyik rengés epicentruma és B-ben a másiké, a megfelelő mennyiségeket különböztessük meg 1 és 2 indexszel (1. ábra).

(1) egyenletből A-ra igaz, hogy

$$\log E_1 = 11,7 + 3,2 \log \left( \frac{r_1^2}{h_1} + h_1 \right)$$

B-re

$$\log E_2 = 11,7 + 3,2 \log \left( \frac{r_2^2}{h_2} + h_2 \right)$$



1. ábra

kivonás után

$$\log \frac{E_1}{E_2} = 3,2 \log \frac{r_1^2 + h_1^2}{r_2^2 + h_2^2} \cdot \frac{h_2}{h_1}$$

ebből

$$\frac{E_1}{E_2} = \left( \frac{r_1^2 + h_1^2}{r_2^2 + h_2^2} \right)^{3,2} \left( \frac{h_2}{h_1} \right)^{3,2} \quad (3)$$

Legyen  $h_1 = h_2 = h$ ,  $l_1 = r_1$ ,  $l_2 = r_2$ , akkor (2) alapján

$$e_1 = \frac{E_1 h}{4\pi(r_1^2 + h^2)^{3/2}}$$

$$e_2 = \frac{E_2 h}{4\pi(r_2^2 + h^2)^{3/2}}$$

Tehát

$$\frac{e_1}{e_2} = \frac{E_1}{E_2} \left( \frac{r_2^2 + h^2}{r_1^2 + h^2} \right)^{1,5} \quad (4)$$

(3)-ből

$$\frac{E_1}{E_2} = \left( \frac{r_1^2 + h^2}{r_2^2 + h^2} \right)^{3,2}$$

Est betéve (4)-be

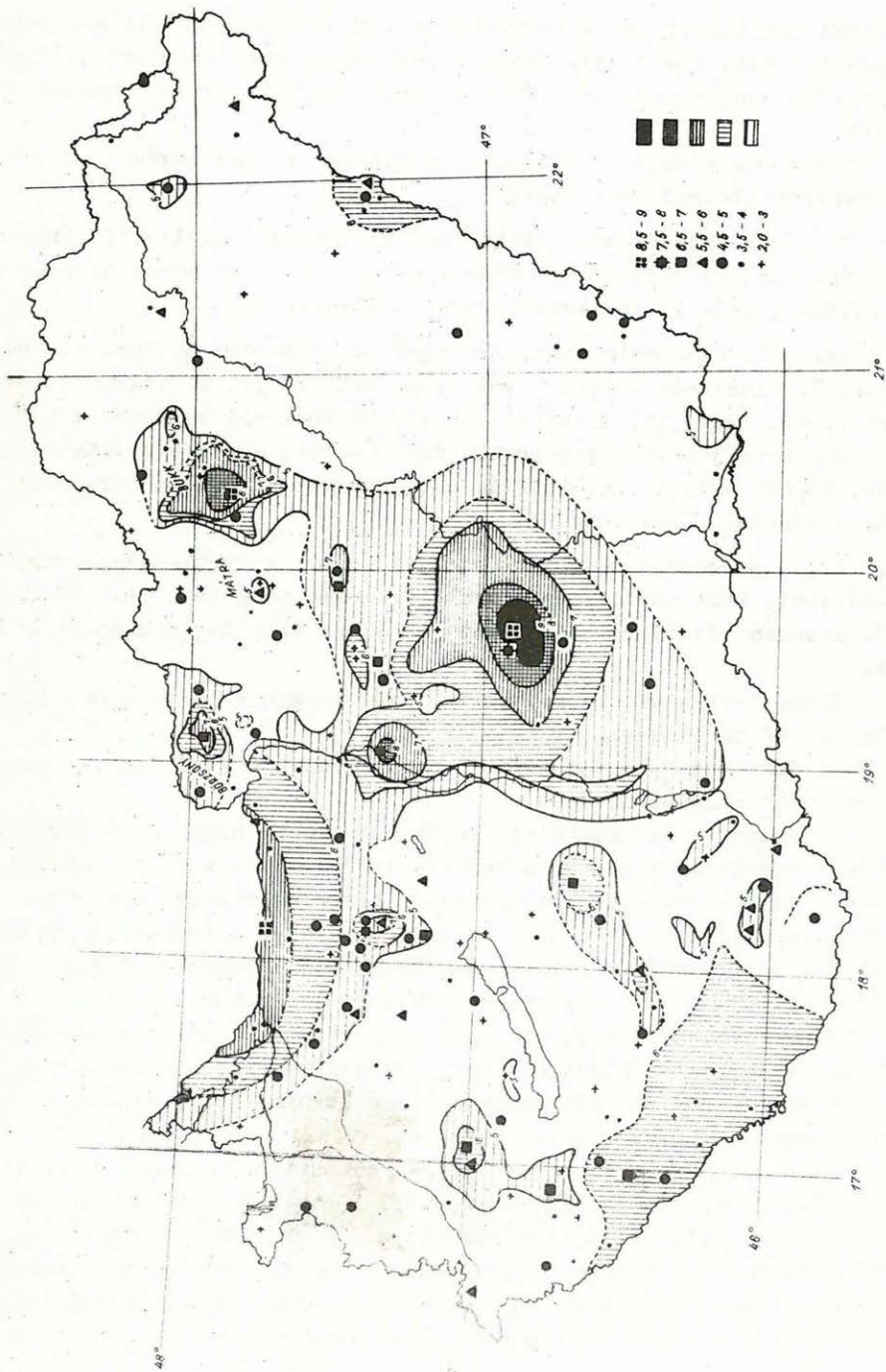
$$\frac{e_1}{e_2} = \left( \frac{r_1^2 + h^2}{r_2^2 + h^2} \right)^{1,7} \quad (5)$$

Tehát ha a fenti módszer alapján elkészített szeizmicitás térképen A epicentrumban erősebb rengést ábrázolunk mint B epicentrumban és így  $r_1 > r_2$ , akkor annak ellenére, hogy a vizsgált területegységen a két rengésből származó érezhető rengéserősség ugyanaz,  $e_1$  nagyobb lesz  $e_2$  nél, azaz a nagyobb rengés hatása elnyomja a kisebb rengés hatását. A kisebb rengésből származó hatás a szeizmicitás térképen nem látszik.

Egy terület szeizmicitásának a részletes ábrázolására, valamint földrengésveszélyezettségének megítélésére ez a módszer nem alkalmas.

Ennek kiküszöbölésére a következő módon jártunk el.

Az egyes helyiségekben érezhető földrengések maximális intenzitását térképen ábrázoltuk. Térképünkön feltüntetettük a Magyarországon kipattant rengések fészket, az ott keletkezett legerősebb rengés epicentrális erősségével. Az azonos intenzitású helyeket összekötöttünk, így lényegében a rengések isoszeiztáinak burkolóörbójét kaptuk (2. ábra). Az intenzitásokat Mercalli-Sieberg skálában vittük fel és a 4<sup>o</sup>-nál kisebb intenzitást nem ábrázoltuk, mivel az ilyen intenzitású rengés károsodással nem jár. Vizsgálatunkhoz 1880-1960 időközre vonatkozó Magyarországon érezhető rengések makroszeizmikus anyagát használtuk fel (4, 5). Est kiegészítettük az 1763. VI. 28-1 komáromi, az 1810. I. 14-1 móri és az 1868. VI. 21-1 Jászberény környéki rengés anyagával. Továbbá 1700-ig visszamenőleg az összes kipattant rengés epi-



2. ábra

centrumát feltüntettük. A fenti három nagy rengés megfigyelési anyaga eléggé hiányos, ezért ezek izoszeiztáit szaggatott vonallal jelöltük. A gyengébb rengéseknél az előbbi ok miatt csak az epicentrumokat jelöltük.

Térképünk alapján 2 főcsoportra osztjuk a földrengés szempontjából veszélyeztetett területeket.

I. Olyan szeizmikusan aktív területegységek, amelyeket térképünkön zárt burkoló görbesereg határol és azon  $5^{\circ}$  vagy annál nagyobb intenzitású rengések keletkeztek. Ezek a következők:

1. Kecskemét, 2. Dunaharaszti, 3. Eger, 4. Komárom, 5. Mór, 6. Gombamonor, 7. Pincehely - Pári - Gölle, 8. Ukk, Túrje, 9. Nógrád, 10. Jászberény, 11. Pécs, 12. Miskolc, 13. Álmosd környéki rengéses zónák.

Ide soroljuk még térképünkön feltüntetett egyes elszórtan jelentkező,  $5^{\circ}$ -nál erősebb intenzitású epicentrumok közvetlen környékét is (pl. Bakonybél, Csesztreg stb.).

II. A második csoporthoz soroljuk azokat a területeket, vagy helyiségeket, ahol bár  $4^{\circ}$ -nál nagyobb erősségű rengések nem fordulnak elő, azonban távoli rengésintenzitása  $5^{\circ}$ -ra vagy még jobban felerősödik.

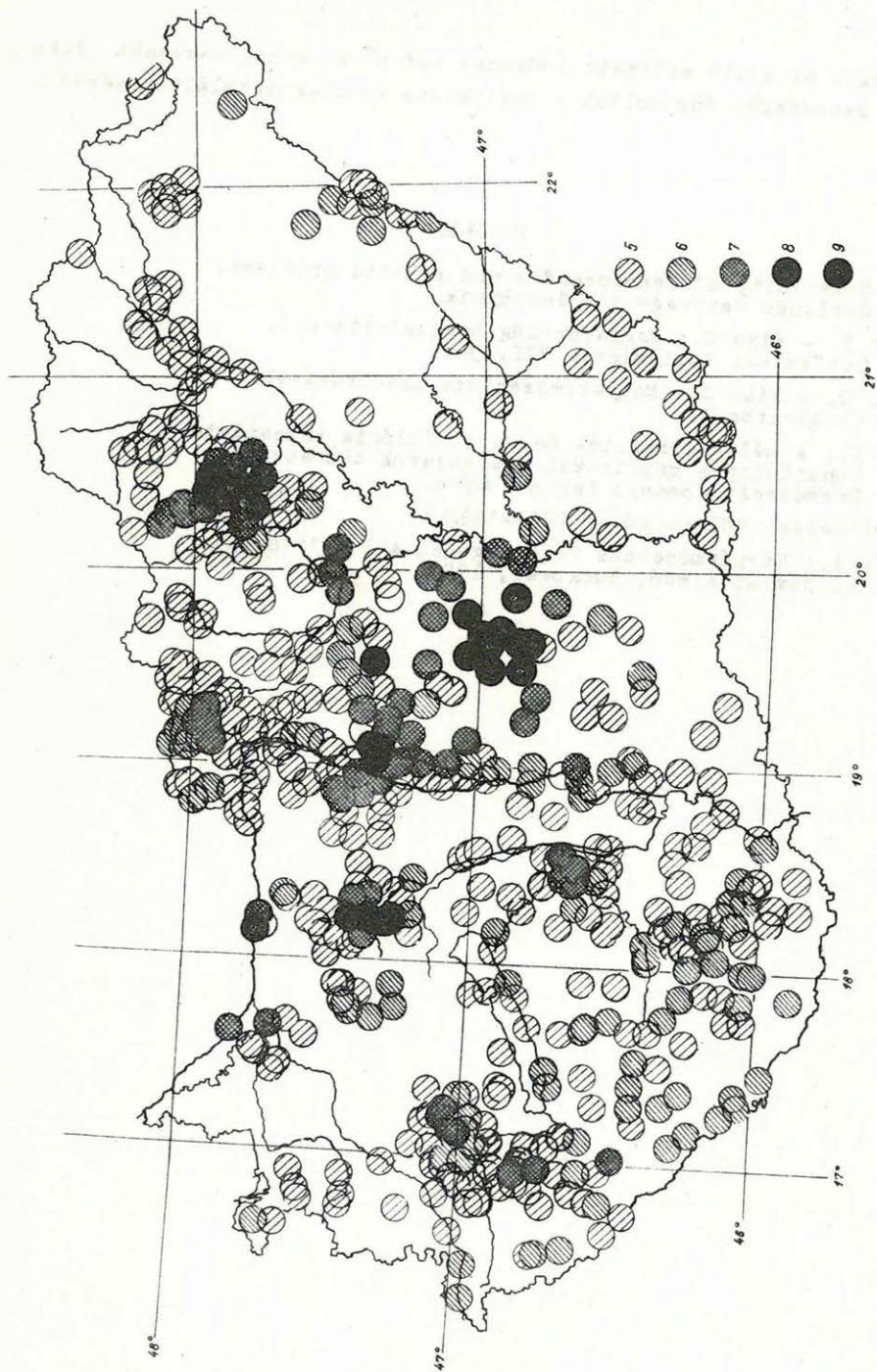
Ilyen területek elsősorban a folyók völgye és a Balaton, ill. a Velencei tó partvidéke.

Az erősítőhatást láthatjuk a Duna, Tisza, Dráva, Eger, Zagyva, Tarna, Sajó völgyében stb.

Az említett felerősödések egyik oka lehet, hogy a folyóvölgyek töréses szerkezetek mentén alakultak ki (6), amit a folyók mentén kippattant földrengések is bizonyítanak. A törésrendszer irányában az energiaveszteség kisebb, mint az arra merőleges irányban. A másik ok, hogy a folyók mentén a helyiségek vékony, laza folyóhordalékra települtek és ilyen helyen a rengés hatása felerősödik.

Veszélyeztetett területek még az országhatár menti zónák, amelyeken más országokban kippattant nagyrengések károsodást okozhatnak. Ilyen területek a Dunántul déli része, Sopron környéke, Csanádpalota vidéke, valamint Álmosd, Ujléta határa.

Végül idesorolunk kisebb helyiségcsoportokat, amelyek az ország területén elszórtan jelentkeznek, ahol a rengések intenzitása az eddigi megfigyelések alapján felerősödik. Ennek okát a kedvezőtlen altalaj-viszonyokra vezethetjük vissza. Ilyen települések: Beremend - Villány - Aka - Németi - Sárszentmiklós - Sárbozárd - Sárszentágota - Aba, Csákvár - Pátka, Somogyjád - Somogyvár - Somogyvámos.



3. ábra

Végül az előbb említett időközbe eső 5° és annál magasabb fokú összes rengéseket ábráztuk a szeizmikus vonalak szemléltetésére (3. ábra).

## IRODALOM

- Báth: Seismicity of Fennoskandia and related problems.  
Gerlands Beiträge zur Geophysik.
- Csomor D. - Kiss Z.: Magyarország szeizmitása I.  
Geofizikai Közlemények VII. 3-4.
- Csomor D. - Kiss Z.: Magyarország szeizmitása II.  
(Kéziratban).
- Egyed L.: A mélyszerkezetek és a morfológia kapcsolata  
Dunántúlon a geofizikai vizsgálatok tükrében.  
Természettudományi Kar Évkönyve.
- Magyarországi földrengések 1929-1960.
- Réthy A.: Kárpátmedencék földrengései 455 - 1918-ig.  
Akadémiai Kiadó, Budapest, 1952.

L. Zilahi - Sebess

Die Lage des Dipols und Quadrupols in einem Koordinatensystem, dessen Anfangspunkt im magnetischen Mittelpunkt liegt

Die das magnetische Erdfeld darstellende Gauss'sche Reihenentwicklung nimmt im Falle von nur inneren Kraftquellen folgende Form an:

$$1. \quad V = R \sum_{n=1}^{\infty} V_n(r, \vartheta, \lambda),$$

$$2. \quad V_n = \sum_{m=0}^n \left( g_n^m \cos m \lambda + h_n^m \sin m \lambda \right) P_n^m(\cos \vartheta) \left( \frac{R}{r} \right)^{n+1}$$

Die Koeffizienten  $g_1^0$ ,  $g_1^1$  und  $h_1^1$  sind die charakterisierenden Daten des zentrischen Dipols. Die Glieder mit  $n > 1$  lassen keine einfache physikalische Deutung zu. Aus den Koeffizienten  $g_2^0$ ,  $g_2^1$ ,  $h_2^1$ ,  $g_2^2$ ,  $h_2^2$  können die Daten eines theoretischen Quadrupols errechnet werden. Auf der Kugelfläche mit  $r = R$  stellt  $V_2/R$  eine homogen Funktion zweiten Grades dar; die dieser zugeordneten Eigenvektoren definieren Richtungen, die für den Quadrupol charakterisierend sind. Der dem nach Absolutwert minimalen Eigenwert entsprechende Eigenvektor steht normal auf die Ebene der Quadrupolachsen, während die zwei anderen Eigenvektoren die winkelhalbierenden zu den Quadrupolachsen darstellen.

Wird der Anfangspunkt des Koordinatensystems in den Schmidt'schen magnetischen Mittelpunkt versetzt, dann fällt der Dipol mit der Normalen der Quadrupolebene zusammen, während die Quadrupolachsen miteinander einen senkrechten Winkel einschließen. Aus dem orthogonalen System der Eigenvektoren wird das orthogonale System der Quadrupolachsen durch eine Drehung mit  $45^\circ$  um die Dipolachse gewonnen.

Mit Hilfe dieser Zusammenhänge kann der Versuch unternommen werden die Bewegung der im Erdinnern sich befindenden und das Magnetfeld der Erde hervorrufenden Massen genauer zu verfolgen; dabei wird die Verschiebung des magnetischen Erdmittelpunktes bezeichnend für eine materielle Bewegung von translatorischem Charakter, während die paarweise aufeinander senkrecht stehenden Eigenvektoren von den Bewegungen rotatorischen Charakters einen Aufschluss geben können.