

A MAGYAR ÁLLAMI EÖTVÖS LORÁND GEOFIZIKAI INTÉZET KIADVÁNYA

GEOFIZIKAI KÖZLEMÉNYEK

A MAGYAR GEOFIZIKUSOK EGYESÜLETÉNEK HIVATALOS LAPJA

★

SZERKESZTI
DOMBAI TIBOR

IX. KÖTET, 3–4. SZÁM



MŰSZAKI KÖNYVKIADÓ, BUDAPEST

1961

Felelős szerkesztő:

DOMBAI TIBOR

Szerkesztő bizottság:

**DR. BARTA GYÖRGY, DR. EGYED LÁSZLÓ, DR. SEBESTYÉN KÁROLY,
KILCZER GYULA, DR. OSZLACZKY SZILÁRD**

Szerkesztő:

BUDAY TIBOR

Felelős kiadó: Solt Sándor

Műszaki szerkesztő: Pék Gyula — Ívterjedelm: 10 (A/5) 55 ábrával
Példányszám: 1000 — Azonossági szám: 40470

61/25774. Franklin-nyomda Budapest, VIII., Szentkirályi u. 28.

EINE INTERESSANTE MAGNETISCHE UND IONOSFERISCHE STÖRUNG IN UNGARN

GY. BARTA—E. FLÓRIÁN

Es wird eine „Sfe“ Störung beschrieben, die am 16. April 1957. in Ungarn sowohl im Gange der magnetischen Elemente, wie auch im Zustande der Ionosphäre beobachtet wurde. Die Störung beschränkte sich im Observatorium Tihany fast ausschließlich auf die Vertikalkomponente und der Störungsvektor besaß keine horizontale Projektion. Dies wird darauf zurückgeführt, daß Ungarn infolge ihrer zeitlichen (lokaler Mittag) sowie Breitenlage im Mittelpunkt des ionosphärischen Stromwirbels zu liegen kam.

Die gleichzeitig einsetzende Ionosferenstörung konnte an einigen europäischen Stellen simultan, an einigen afrikanischen Observatorien eine Stunde früher beobachtet werden. Der Mögel-Dellinger-Effekt wies eine grosse Intensität auf, alle Schichten wurden auf einmal abgedeckt, später kam allmählich zuerst die F_2 -Schicht zum Vorschein, dann die niedrigere Schichten sind wieder erschienen. Der Zeitpunkt der plötzlichen Abdeckung stimmt mit dem des in Berlin bei 9400 MHz beobachteten Solarausbruches zusammen.

I. ÉRDEKES MÁGNESES HÁBORGÁS A TIHANYI OBSZERVATÓRIUMBAN

BARTA GYÖRGY

Az elmúlt napfoltmaximum folyamán 1957. április 16-án a tihanyi obszervatóriumban különös alakú sfe-t (solar flare effect-et) regisztráltunk. A jelenség érdekessége volt, hogy a mágneses háborgás szinte kizárólag a függőleges összetevőre korlátozódott, a változásvektornak a vízszintes sikon nem volt vetülete. A jelenséget úgy magyarázhatjuk, hogy a megfigyelő hely, vagyis a tihanyi obszervatórium az ionoszférikus áramörvény középpontjában feküdt. Ilyen esetben ui. (ha az örvény átlagos földfelszíntől számított magassága állandó) az elektromágneses áramrendszernek csak függőleges mágneses összetevője van. Az 1. ábrán bemutatjuk az 1957. április 16-án 10¹⁸ GMT időben (12⁰⁰ tihanyi helyi közép, ill. 12¹⁵ valódi helyi időben) kezdődött mágneses háborgás magnetogramját a tihanyi és a niemecki *Adolf Schmidt* obszervatóriumok regisztrálásai alapján.

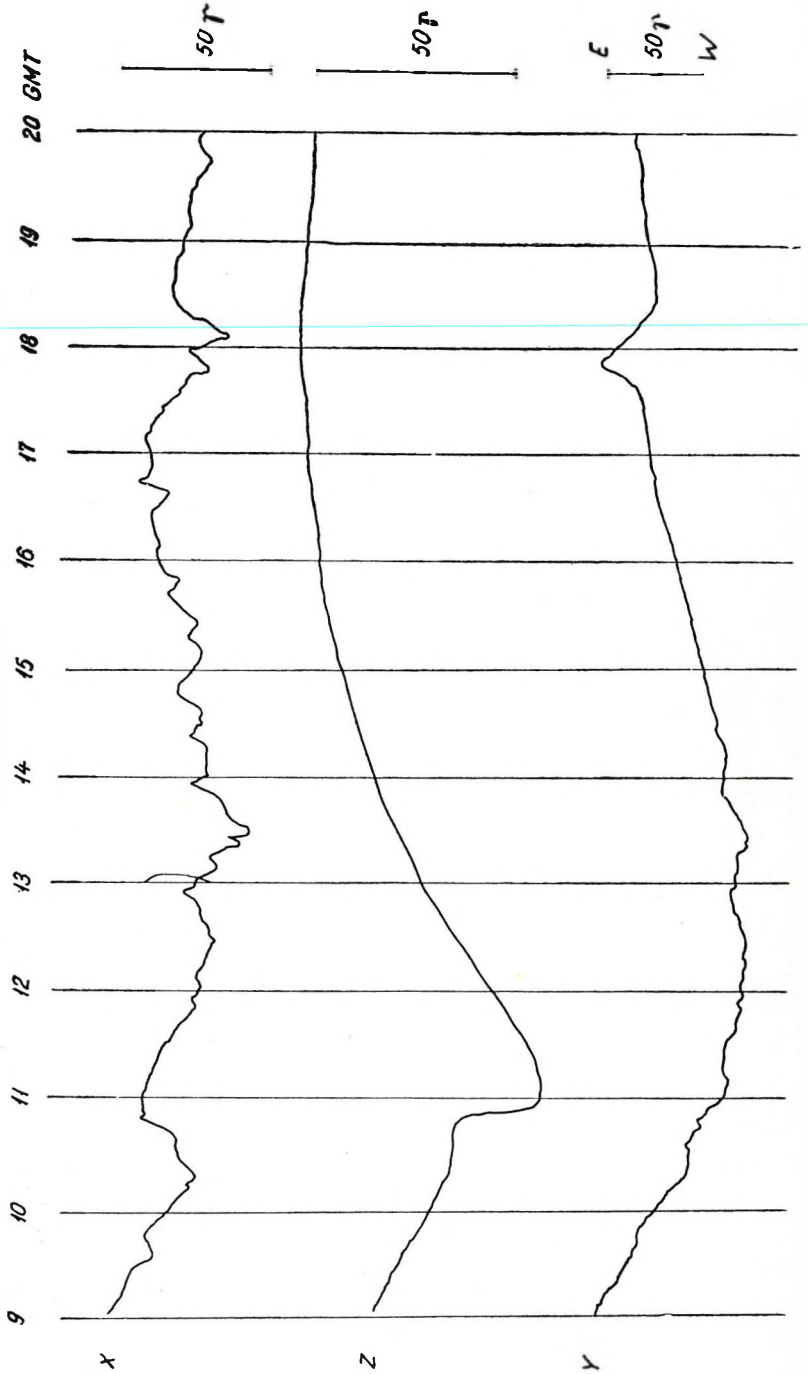
A két regisztrátum összehasonlításából azonnal látható, hogy a háborgás alaki lefutása a földrajzi helytől erősen függ. Niemeckben például

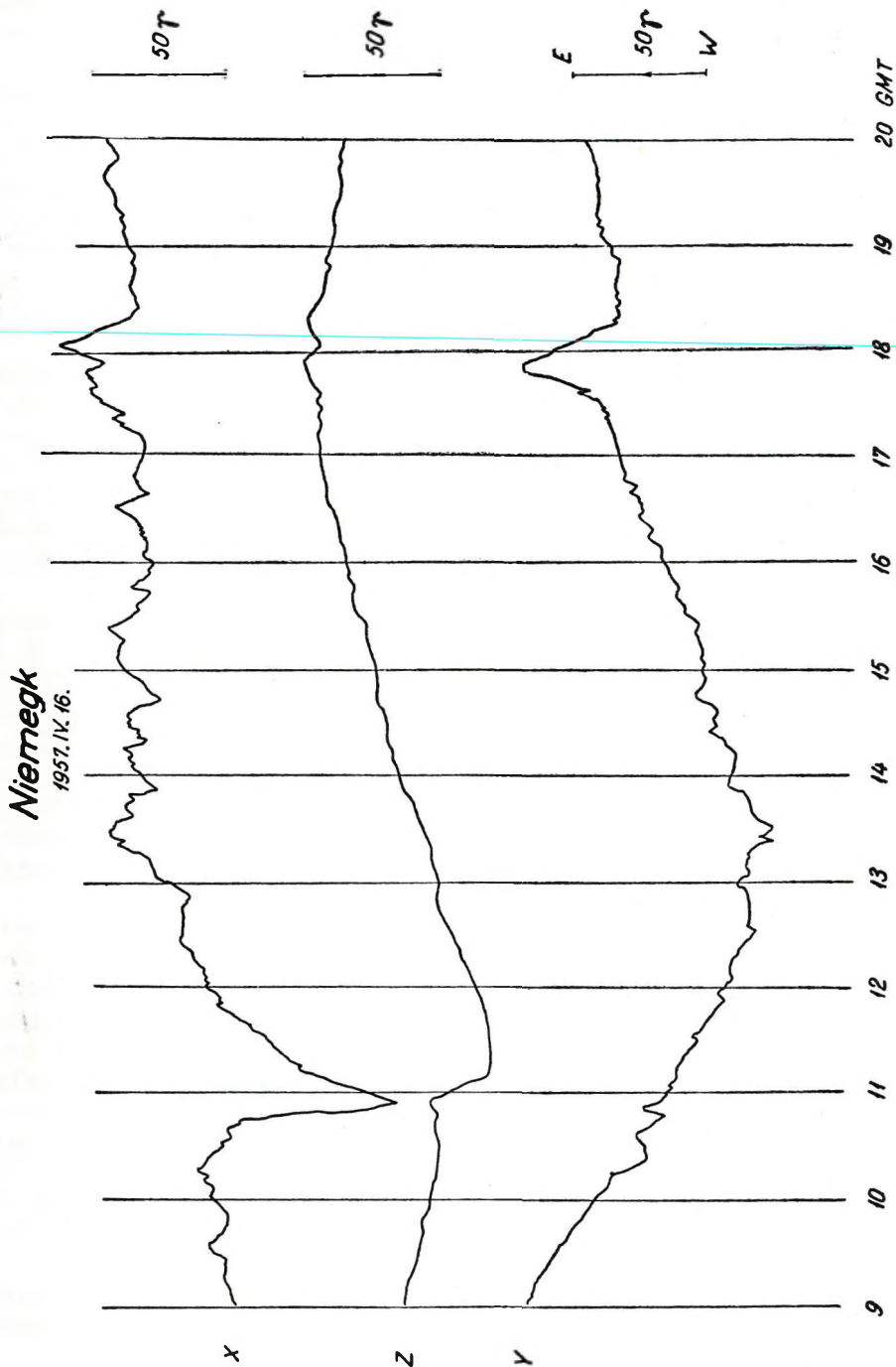
A kézirat 1959. november 5-én érkezett.

Tihany

1957. IV. 16.

Ábra





I. ábra. A földmágneses tér sűrűségének változása 1957. április 16-án, Tihanyban és Niemegkben

a H , illetve X háborgása túlnyomó a függőleges összetevő háborgása mellett. A függőleges összetevő tihanyi változásában nincs meg az a kezdeti néhány gammás növekedés, ami Niemegekben határozottan megelőzi a később bekövetkező erőteljes süllyedést. Az Y -, ill. a neki megfelelő D -összetevő a két obszervatóriumban elég jól felismerhetően, párhuzamosan változik. A viszonylag csekély földrajzi távolság tehát a háborgás képében lényeges torzulásokat okoz.

A tihanyi regisztrátumot tovább vizsgálva megállapíthatjuk, hogy a különböző sebességű töltésrajokból álló korpuszkuláris természetű sugarak ilyen szabályos háborgást nem okozhatnak. Valószínű tehát, hogy a háborgást az ionoszféra hirtelen megnövekedett vezetőképessége okozta. Az ionoszféra vezetőképességét pedig csak a Nap ultraibolya sugárzásának intenzitásnövekedése növelheti egyenletesen. Ez a gondolatmenet lehetővé teszi, hogy az egyébként mágneses úton, más mágneses háborgásoktól nehezen elválasztható sfe-eket csak a mágneses regisztrátumokból is felismerhessük.

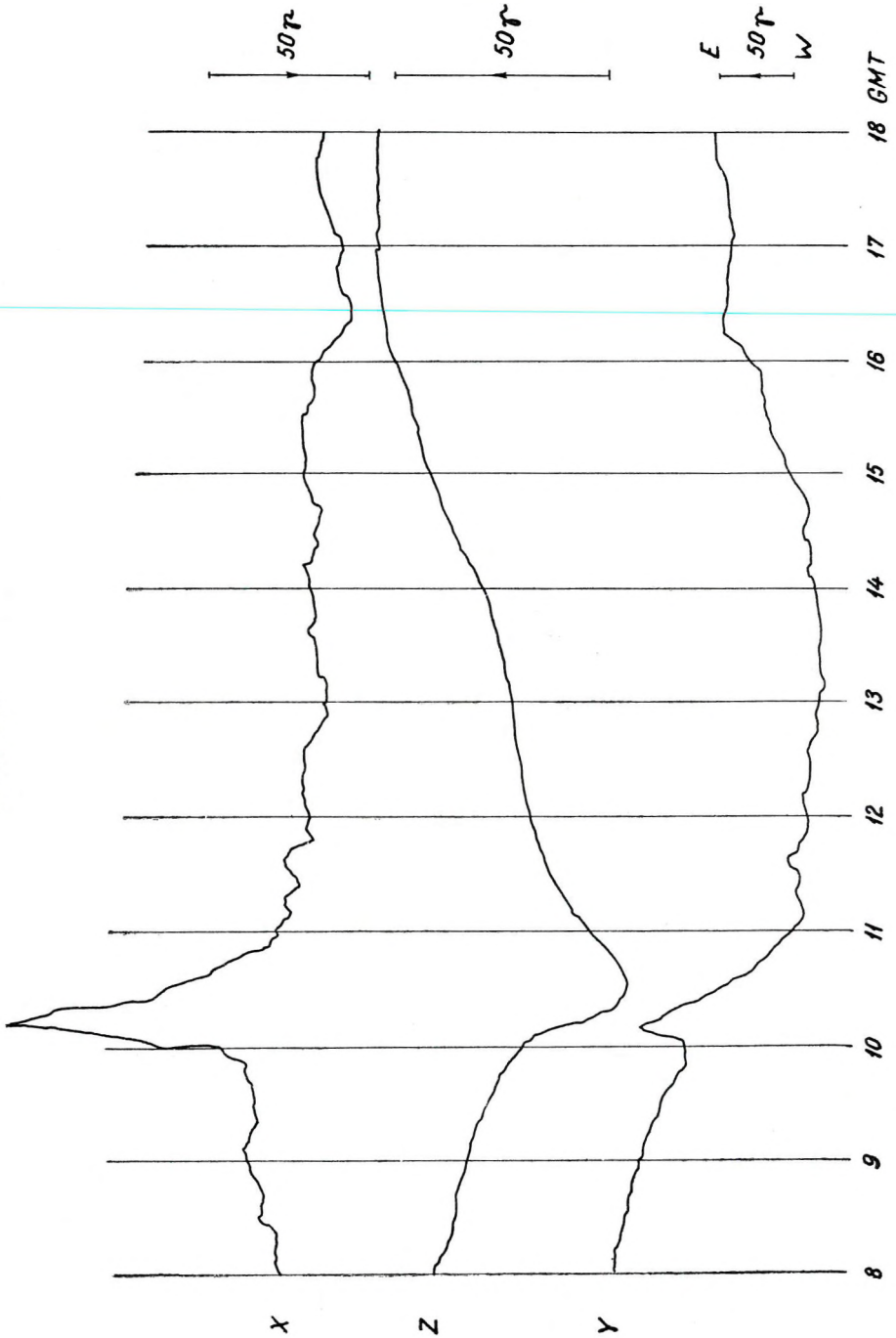
Érdekes megfigyelni a függőleges háborgási összetevő változásának jellegét. A helyi közép időben 12^{00} -kor kezdődő háborgás során a függőleges összetevő viszonylag gyorsan, kb. 20—25 perc alatt érte el a 23 gammás minimumot, majd nagyon szabályos, lassú menettel, néhány óra alatt, 16 — 17^h -kor érte el a normális értéket. A jelenségben, éppen egyszerűsége miatt, könnyű a természeti folyamatot felismerni, és a háborgás alakját nagyon könnyű a lejátszódó természeti folyamattal magyarázni.

A naperupció következtében 12^{00} -kor hirtelen megnőtt a Nap ultraibolya sugárzásának intenzitása és ionizálóképessége. Ennek nyomán az ionoszféra vezetőképessége és a benne folyó áram intenzitása is megnőtt. Az ionizáló ultraibolya sugarak beérkezésének időpontja élesen jelentkezik a Z -összetevő hirtelen változásában. A teljes áramörvény kialakulásához azonban bizonyos idő szükséges. A Z -komponens szélsőértéke ezért csak néhány perccel később következik be. Ezután a háborgás órákig tartó lecsengő része annak a következménye, hogy az ionizáló hatás megszűntével az ionrekombináció miatt az ionoszféra különleges vezetőképessége csökken, és idővel elenyészik.

Az sfe-háborgás alakjának az észlelési hely földrajzi fekvésétől függő erős változása felveti a kérdést, hogy ez az alak mitől függhet. Egy-egy ponton a mágneses háborgás képe nyilván attól függ, hogy a pont helyzete milyen az ionoszférikus áramörvényhez képest. Ezeket az adatokat az ultraibolyasugárzás érkezésének időpontja és a megfigyelő állomás földrajzi szélessége határozza meg. Kisebb mértékben valószínűleg függ még az örvény középpontjának helyzete a mágneses szélességtől és hosszúságtól, valamint a napmagasságtól is, mert ezek a tényezők kevésbé ugyan, de befolyásolják a normális ionoszférikus örvény alakját, vagyis a mágneses napi menetet. Ismert szabály ui., hogy az sfe-jellegű mágneses háborgások általában erősebb napi menetként jelentkeznek.

A 2. ábrán egy másik, hasonló jellegű mágneses háborgást mutatok be. A háborgás 1958. március 23-án 9^{52} GMT időben kezdődött, vagyis

Tihany
1958. III. 23.



2. ábra. A földmágneses tér sfe-háborgása 1958. március 23-án, Tihanyban

csaknem egy órával hamarabb, mint az előző példában. Ezért a tihanyi obszervatórium nem feküdt az örvény szimmetriapontjában, és a háborgási vektornak a vízszintes síkon is volt vetülete. Mint az ábrából látható, a háborgási vektor vízszintes vetülete DK -i irányú. A vertikális vektor háborgása nem kezdődött olyan hirtelen, mint az első esetben és a 30 gammás minimummélységet is hosszabb idő (kb. 30–35 perc) alatt érte el. A függőleges erőösszetevő normális értéke az előző példához hasonlóan 16–17ⁿ tájban következett be. A jelenség kétszeri előfordulása arra mutat, hogy a tihanyi obszervatórium földrajzi fekvése olyan, hogy sokszor kerülhet az sfe-örvények középpontjának közelébe, és így regisztrátumai alapján gyakran dönthető el egy-egy háborgás sfe-jellege. Érdeemes volna megvizsgálni, hogy ezen a szélességen telepített obszervatóriumok regisztrálásainak segítségével meg lehetne-e oldani ilyen háborgásosztályozó kérdéseket.

A mágneses jelenséget okozó naperupciót csillagászati úton is kimutatták. 1957. április 16-án a Nap középmeridiánján 10⁴⁰–13⁰⁰ GMT időben 3-as erősségű naperupció volt. 1958. március 23-án 9⁴⁰–14²⁰ GMT időben 3 + erősségű (ez a legerősebb fokozat) naperupció volt. Az első jelenséget 10, a másodikat 11 csillagvizsgáló észlelte. Feltűnő, hogy a mágneses változás mindkét esetben a napkitörés után kb. 10 perccel jelentkezett. Úgy látszik tehát ennyi idő szükséges ahhoz, hogy az ionizáló sugárzás hatására kialakuljon a mágneses háborgást okozó elektromos áramrendszer.

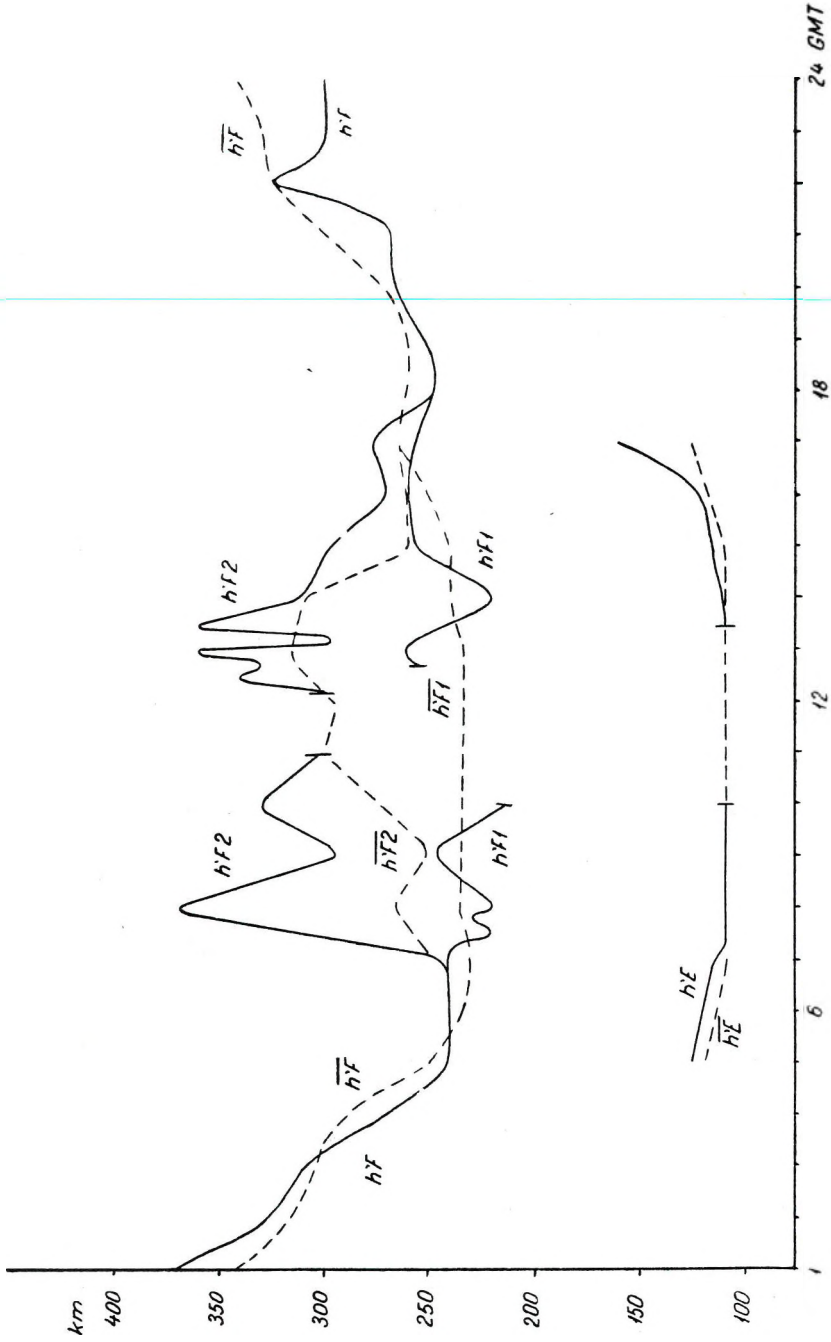
II. A MÁGNESES HÁBORGÁSSAL EGYIDEJŰ IONOSZFÉRAHÁBORGÁS

FLÓRIÁN ENDRE

Az Országos Meteorológiai Intézet *Marczell György* Obszervatóriumában működő ionoszférakutató állomást 1957. április 16-án délelőtt több rádióállomás arról értesítette, hogy vételi lehetőségeik teljesen megromlottak. Ettől az időponttól kezdve hosszabb ideig negyedóránként végeztünk ionoszféraméréseket, rádióvevőkészülékkel pedig ellenőriztük a fellépő néma-zóna frekvenciaterjedelmét. GMT-ben 11⁰⁰-tól 11⁴⁵-ig az ionoszféra közvetítette rövid rádióhullámokat csak 20 MHz fölött tudtuk venni. Nyilvánvaló volt tehát, hogy nagy intenzitású *Mögel–Dellinger* ($M-D$) effektusról, ill. ultraibolya napkitörésről van szó. Méréseink csak arra szorítkozhattak, hogy megállapítsuk, mekkora frekvenciáig és mennyi ideig takarja el a megsűrösödött D -réteg a felsőbbeket, a kitörés elmúltával pedig a magasabb rétegekben okozott zavarokat is meghatározhattuk.

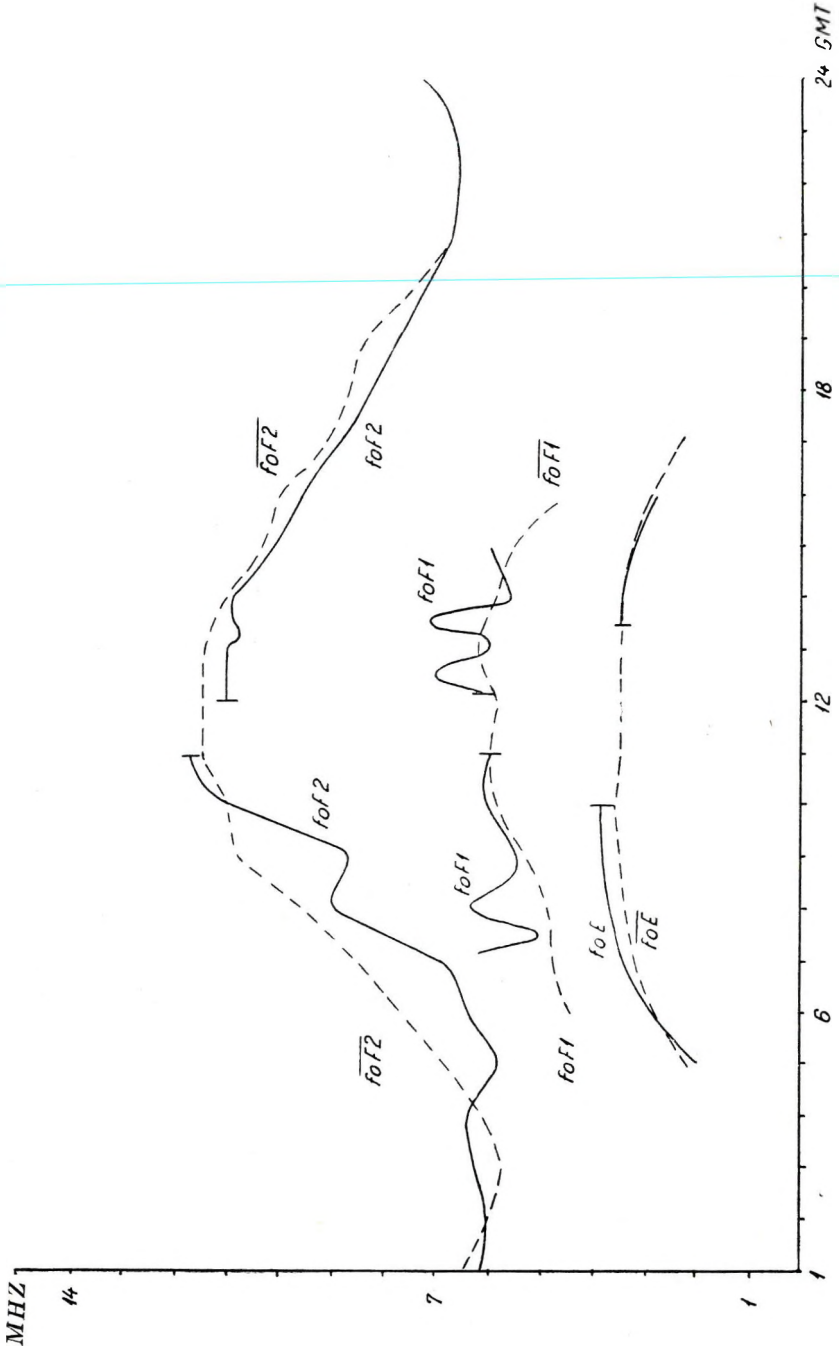
A 3–4. ábra mutatja az első vizsgált nap fontosabb ionoszféradatait. A reggel 7ⁿ-kor $F1$ és $F2$ -re hasadó F -réteg (vastag vonal)

3. ábra



3. ábra. Az E, F1 és F2 rétegek virtuális magasságai és havi átlagai 1957. április 16-án, Budapest felett

4. ábra



4. ábra. Az E, F1 és F2 rétegek határfrekvenciáinak óraértékei és havi átlagai 1957. április 16-án, Budapest felett

már 8^h -kor rendellenességet mutat, mert az $F2$ magasságában ($h'F2$) hirtelen kb. 100 km-es emelkedést láthatunk, amely lényegesen meghaladja az e havi átlagos magasságot, ebben az órában ($h'F2$, szaggatott vonal). A réteg emelkedése tulajdonképpen azt jelenti, hogy alsó szintjében erőteljesebb rekombináció, tehát ritkulás következik be. Ez a jelenség nem egyezik a normális napi menettel, annál is inkább, mert a 4. ábrán az $foF2$ görbéje ugyanebben az órában sűrűsödést jelez (vastag vonal), de nem éri el az átlagos értéket, az $foF2$ szaggatott vonalat. Hasonlóképpen rendellenességet látunk a havi átlagokhoz képest a 3. ábrán az $F1$ réteg magasságában ($h'F1$) és a 4. ábrán a határfrekvenciájában ($foF1$).

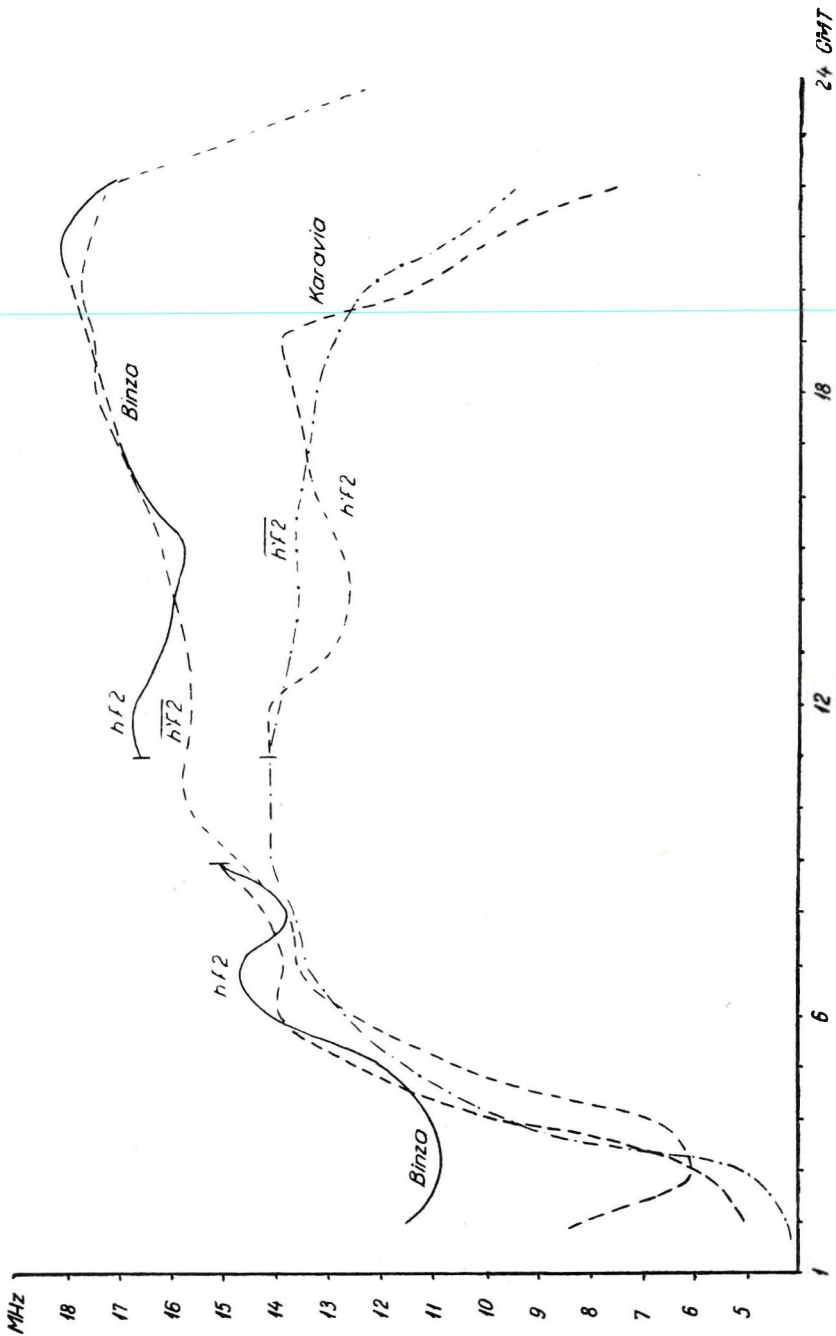
A rétegek felhasadása idején az értékekben mindig észlelhető kisebb hullámzás. (10–20 km, ill. néhány tized MHz.) Jelen esetben azonban ezeknél nagyobb eltéréseket láthatunk. Mint az ábrák mutatják, az ionoszféra F rétegében tehát már reggel 7^h -kor kisebb vihar kezdődött, mely csak kb. 10^h -kor szűnt meg.

Ilyen előzmények után következett be 10^h GMT után az ultraibolya napkitörés, mely a D -réteg abszorpcióját megnövelve használhatatlanná tette berendezésünk függőleges irányba küldött impulzusait. A méréseket általában mindenütt csak óránként végzik és így a 10^h után bekövetkező effektus pontos kezdeti idejét ionoszférikus mérésekből nem tudjuk meghatározni. Negyedóránkénti méréseket csak 11^h után végeztünk. Ezekből tudjuk, hogy a D -réteg ritkulása már 12^h -kor megkezdődött, mert az $F2$ -réteget mérő 11 MHz-es rádiófrekvenciánk már e rétegen keresztül jutott és vissza is verődött. Ennél kisebb frekvenciákat azonban csak $12^h 15^m$ -kor engedett át a D -réteg, amikor 6 MHz-cel már az $F1$ rétegről kaptunk visszaverődést. Ezután a D -réteg rekombinációja lassabban folytatódott, mert az E -rétegről csak $13^h 30^m$ -kor kaphattunk echót 3,5 MHz frekvenciával. Az effektus menetéből tehát hirtelen emelkedő és fokozatosan gyengülő ionizációra következtethetünk.

Az a körülmény, hogy mind az $F1$, mind a $F2$ magassági és sűrűségi görbéje közvetlenül a napkitörés előtt már rendes napi menetű, arra mutat, hogy a reggeli vihar elmúlt. Azok a változások tehát, amelyeket különösen a $h'F2$ és az $foF1$ délutáni meneteiben láthatunk, valószínűleg már az ultraibolyakitörés eredményei. Erre mutat a rögzösebbé váló $F2$ -réteg (hirtelen 25–50 km-es magasságváltozások: ionoszféraszél) és az ingadozó sűrűségű $F1$ -réteg (egy MHz sűrűségváltozás!). Mint általában, az E -réteg most sem mutat semmi különös változást, csupán az elfedése szűnik meg $13^h 30^m$ GMT-kor.

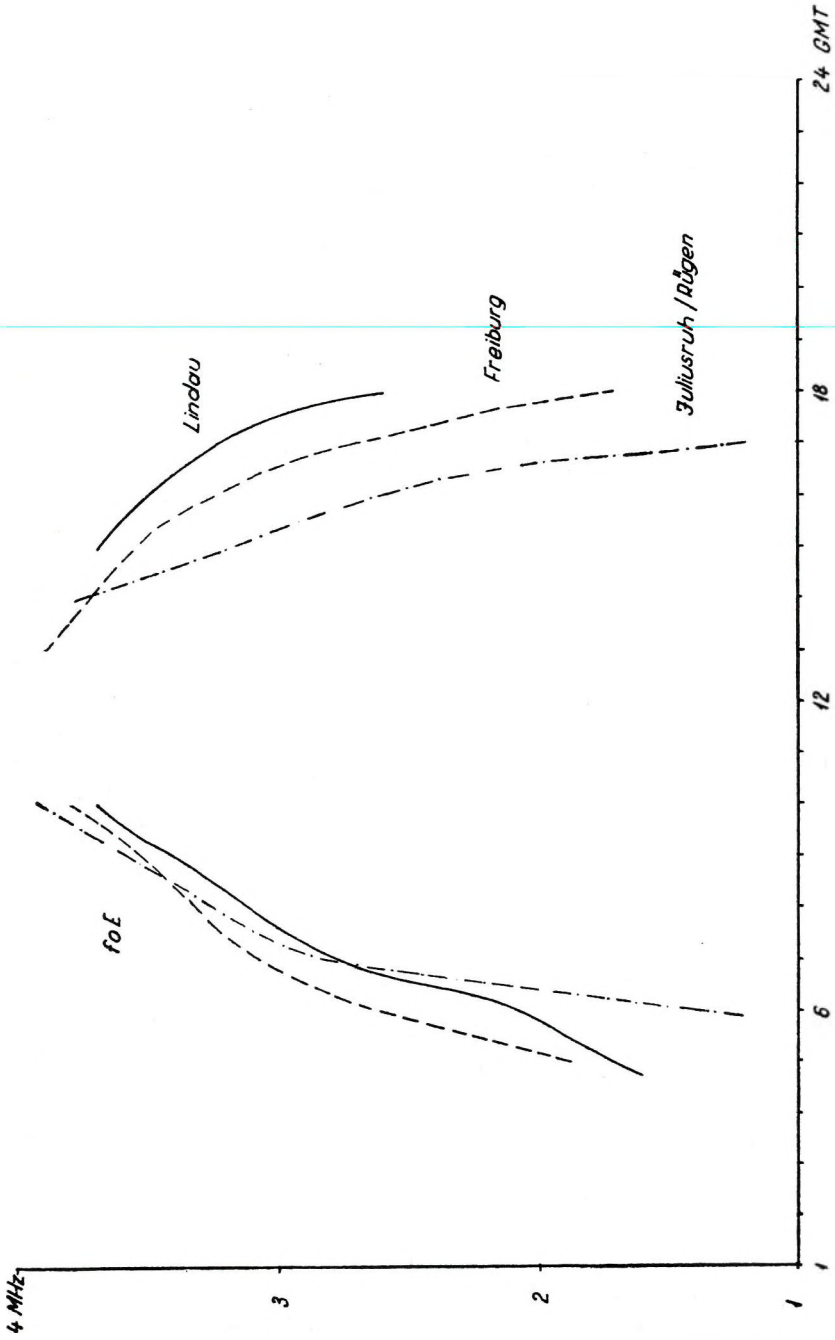
Megvizsgáltuk az ionoszféra viselkedését a Föld más pontjain is. Ebből az időből csak ausztráliai, dél- és észak-amerikai, továbbá közép-afrikai és néhány európai állomás adatai állanak rendelkezésünkre. Az ausztráliai és amerikai állomások a nagy földrajzi távolság miatt ezeknek a zavaroknak semmi jelét sem mutatják. Néhány egyenlítőmenti afrikai állomás (Binza, $4^\circ 22' S$; $15^\circ 15' E$ és Karavia $11^\circ 39' S$; $27^\circ 28' E$) $foF2$ napi menetében (5. ábra) azonban azt látjuk, hogy a hatás kb.

5. ábra



5. ábra. Az F₂ réteg magasságváltozása és eltakarási időtartama Közép-Afrika vidékén, 1957. április 16-án

6. ábra



6. ábra. Az E-réteg határfrekvenciájának óraértékei Lindau, Freiburg és Juliusruh felett, 1957. április 16-án

egy órával előbb jelentkezett (az óránkénti észlelések miatt ebben bizonytalanság van.) Ezeknek az állomásoknak csak az f_oF2 adatai állnak rendelkezésünkre (vastag vonalak), a többi paraméterben sok a bizonytalan érték. Az f_oF2 menetekből megállapíthatjuk, hogy a havi átlagos adatokhoz viszonyítva (szaggatott vonalak) a kitörés nem okozott jelentős változásokat, viharokat.

Az európai állomásokon (Juliusruh/Rügenben $54^\circ 38' N$; $13^\circ 23' E$, Freiburgban $48^\circ 04' N$; $7^\circ 47' E$ és Lindauban $51^\circ 39' N$; $10^\circ 08' E$) ugyanúgy 10^h -kor kaptak utoljára visszaverődést az E -rétegről, mint Budapesten (6. ábra). A jelenség tehát nálunk és náluk egy időben következett be.

Ugyanebben az időben Neustrelitzben ($53^\circ 17' N$; $13^\circ 05' E$) és Kühlungsbornban ($54^\circ 07' N$; $11^\circ 46' E$) működő rádióvételezőregisztráló készülékek mind jelezték a megfelelő SID és SEA jelenségeket. A berlini rádióhullám intenzitás változásán alapuló napsugárzás-regisztráló berendezések is erős kitöréseket jeleztek. A 9400 MHz-es hullámon az átlagosnál kb. 250 -szer erősebb sugárzást mértek, mely egyszerre nagy erővel jelentkezett $10^h 38^m$ -kor (GMT).

Hasonló jelenséget észleltünk 1958 . március 23 -án is. Készülékünk bizonytalan értékei miatt azonban az adatokat nem közölhetjük. Érdekes, hogy e napkitörés idejében több európai és afrikai állomás jelzi berendezése elromlását. Juliusruh-Rügen, Lindau és Róma állomások f_oE adataiban észlelni lehet a takarást. Rómában az effektus korábban jelentkezett, még akkor is, ha az óránkénti észlelésekből származó bizonytalanságot figyelembe vesszük.

Ugyanebben az időben a moszkvai ionoszféraállomás is erős abszorpciót jelzett, melyet különösen az f_{min} , vagyis a még visszavert legkisebb rádiófrekvencia erős emelkedése mutat a legszembetűnőbben. Hasonló adatokat láthatunk a brüsszeli és néhány afrikai állomás havi jelentésében is.

Napkitöréskor a Napból kiinduló ultraviola sugárzás a Földet valószínűleg egyenletesen éri, hiszen ekkora távolságból a Föld pontszerűnek tekinthető. Nem gondolhatunk tehát arra, hogy ez a sugárzás a földfelületen, ill. a légkörben, földrajzilag eltérő helyeken jelentékenyen különböző intenzitású földmágneses zavarokat, ill. ionizációt okozzon. Az ionoszféramérésekből nem is látunk lényeges ionizációs különbséget a különböző állomások között. Ennek azonban az is oka lehet, hogy kevés az ionoszféravizsgáló állomás, azok csak óránként mérnek, és ezek a mérések sem ilyen hatások megállapítása érdekében folynak. A földmágneségi regisztrátumok ellenben arra mutatnak, hogy a földfelületen a sugárzás okozta hatásnak valamilyen súlypontja van, ill. a megnövekedett ionizáció okozta áramok valamilyen meghatározott irányba folynak.

Elképzelésünk szerint ennek az oka az, hogy a sugárzás a Föld és a légkör gömb alakja miatt különböző erősséggel éri a magas légkört. A leg-erősebben besugárzott és ionizált pontokon a legnagyobb az ionizáció és a rekombináció, ennél fogva a felmelegedés is. A felmelegedés a légkörben ciklonokat okoz. A ciklonban forgó levegő magával viszi az

ionizált részecskéket, és így a magas légkörben nagyjából kör alakban futó elektromos áramnak kell kialakulnia. Ennek a köráramnak hatása a különböző helyeken észlelt mágneses zavar és éppen a köráram miatt jelentkezik a zavar másutt más alakban.

Ha elegendő regisztrátumunk volna, valószínűleg ki lehetne mutatni a köráram erősségét, irányát és középpontját is.

E. BISZTRICSÁNY

THE MAGNITUDE-EQUATION FOR BUDAPEST

The magnitude-equation for Budapest is derived on the hand of 229 shallow-focus shocks. This equation is good for an epicentral distance of $10^\circ < \Delta^\circ < 180^\circ$. The mean error of magnitude determination is 0,34 M.

A BUDAPESTRE VONATKOZÓ MÉRETEGYENLET

BISZTRICSÁNY E.

A sekély fészktű rengések mérete *Gutenberg* után [1] a következő egyenletből számítható:

$$M = \lg \frac{A_{20}}{B} + C = \lg A_{20} - \lg B + C, \quad (1)$$

ahol M a rengés mérete, A_{20} a 20 sec periódusú felületi hullámok közül a legnagyobb amplitudója, C helytől és műszertől függő állandó és B az ún. zéró méretű rengés amplitudója ugyanazon távolságon, ahol A_{20} -at mérjük.

Az (1) egyenletből látható, hogy a rengés mérete egy viszonzyszám logaritmusá, amely viszonzyszám azt fejezi ki, hogy az ismeretlen méretű rengés fent leírt amplitudója hányszor nagyobb mint a zéró méretű rengés amplitudója.

Az (1) egyenletben szereplő $-\lg B$ természetesen függ a távolságtól. *Gutenberg* (1) ezt a következő egyenlettel írta le:

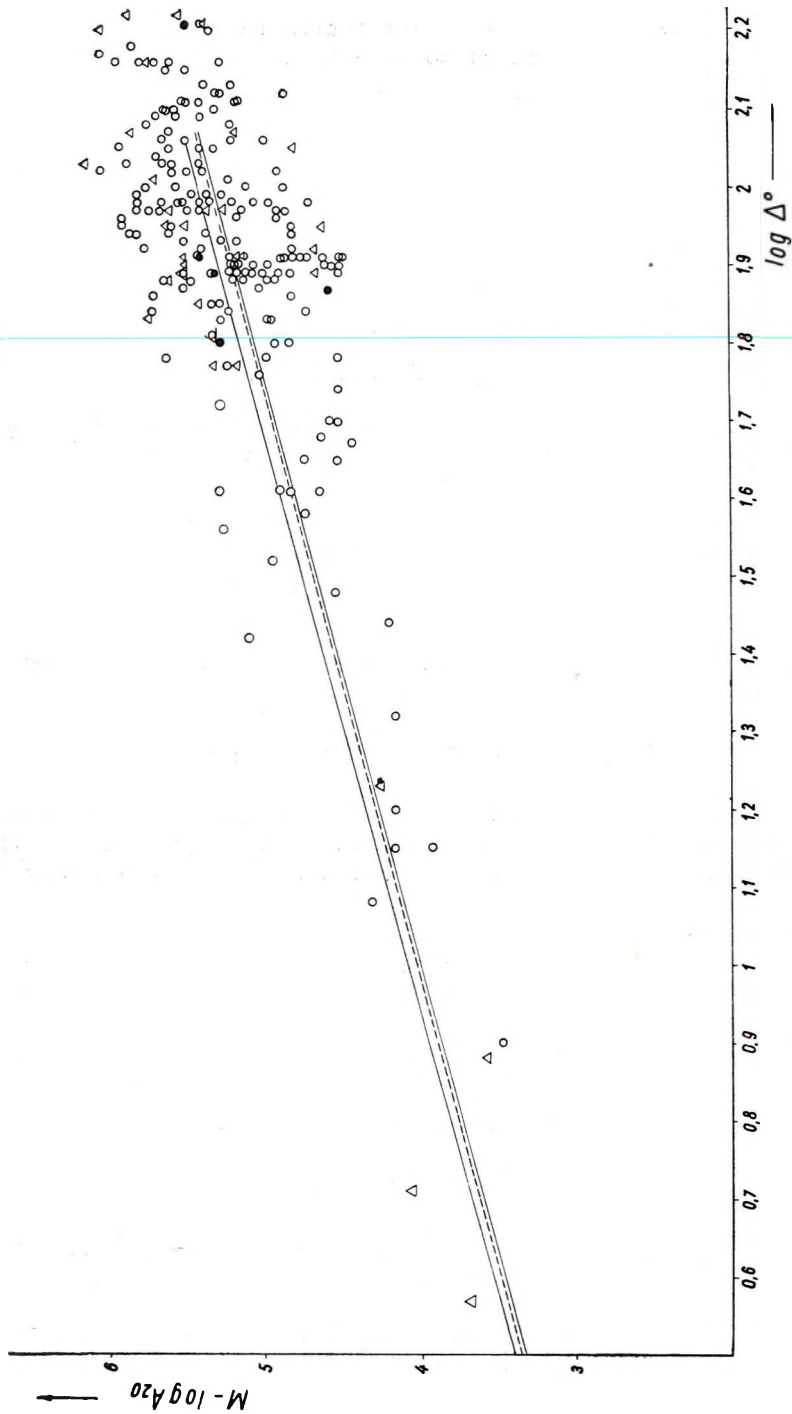
$$-\lg B = 5,04 + \frac{1}{2} [48,25 \times (\Delta^\circ - 90^\circ)] + \lg \sin \Delta^\circ + \frac{1}{3} (\lg \Delta^\circ - 1,954) \quad (2)$$

ahol \times a felületi hullámra vonatkozó abszorpciós tényező és Δ° az epicentrum távolság.

Ha a (2) egyenletet ábrázoljuk, láthatjuk, hogy $-\lg B$ széles tartományon belül közelítőleg lineáris függvénye $\lg \Delta^\circ$ -nak. Így írhatjuk, hogy

$$-\lg B = a \lg \Delta^\circ + b.$$

A kézirat 1959. szeptember 16-án érkezett.



1. ábra. A Budapestre vonatkozó méretegyenletet ábrázoló egyenes

Pisadana által meghatározott méreteket körök, más állomások által meghatározott méreteket háromszögek jelölik. Az alsó egyenes a körökre, a felső a háromszögekre vonatkozik. A szaggatott vonal a kettő középvértéke.

Ezt behelyettesítve (1)-be

$$M = \lg A_{20} + a \log \Delta^\circ + b + c$$

egyenletet kapjuk.

Átrendezés és összevonás után:

$$Y = M - \lg A_{20} = a \log \Delta^\circ + c'. \quad (3)$$

Ha Y és Δ° ismert, a és c' számítható. Ezek ismeretében a $10^\circ < \Delta^\circ < 180^\circ$ epicentrum távolságú rengések méretét meg tudjuk határozni.

A most leírt módszerhez 229 rengés adatát használtuk fel. Az így kapott egyenlet a budapesti *Wiechert*-ingára vonatkozik. a és c' -t a legkisebb négyzetek módszerével határoztuk meg.

A 229 rengésből 191-nek méretét *Pasadena* határozta meg. A Budapestre vonatkozó méretegyenlet a következő:

$$M_{Bp} = \lg A_{20} + 1,37 \log \Delta^\circ + 2,67. \quad (4)$$

A felvitt adatokat az 1.) ábrán láthatjuk. Az 1. ábrán levő szaggatott, egyenes vonal mindkét oldalát kéttized széles zónákra osztva meghatározhatjuk az értékek szórását. Az eloszlásfüggvény egyenlete:

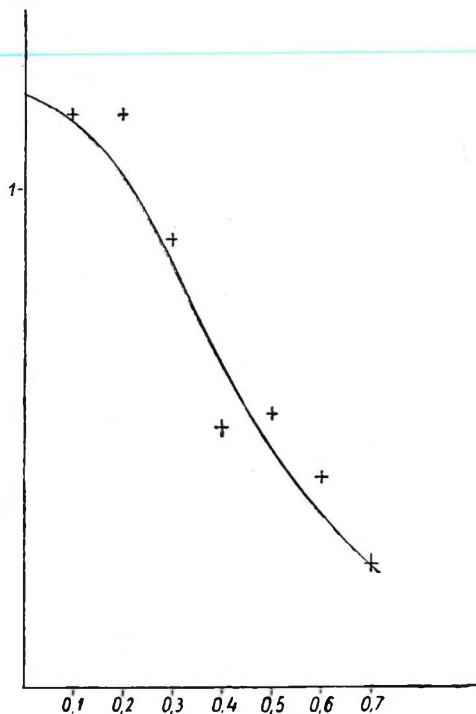
$$\gamma = \frac{1,86}{\sqrt{\pi}} e^{-1,78^2 x^2} \quad (5)$$

(2. ábra). Ez nem sokban különbözik a normál *Gauss*-eloszlástól. A méret-

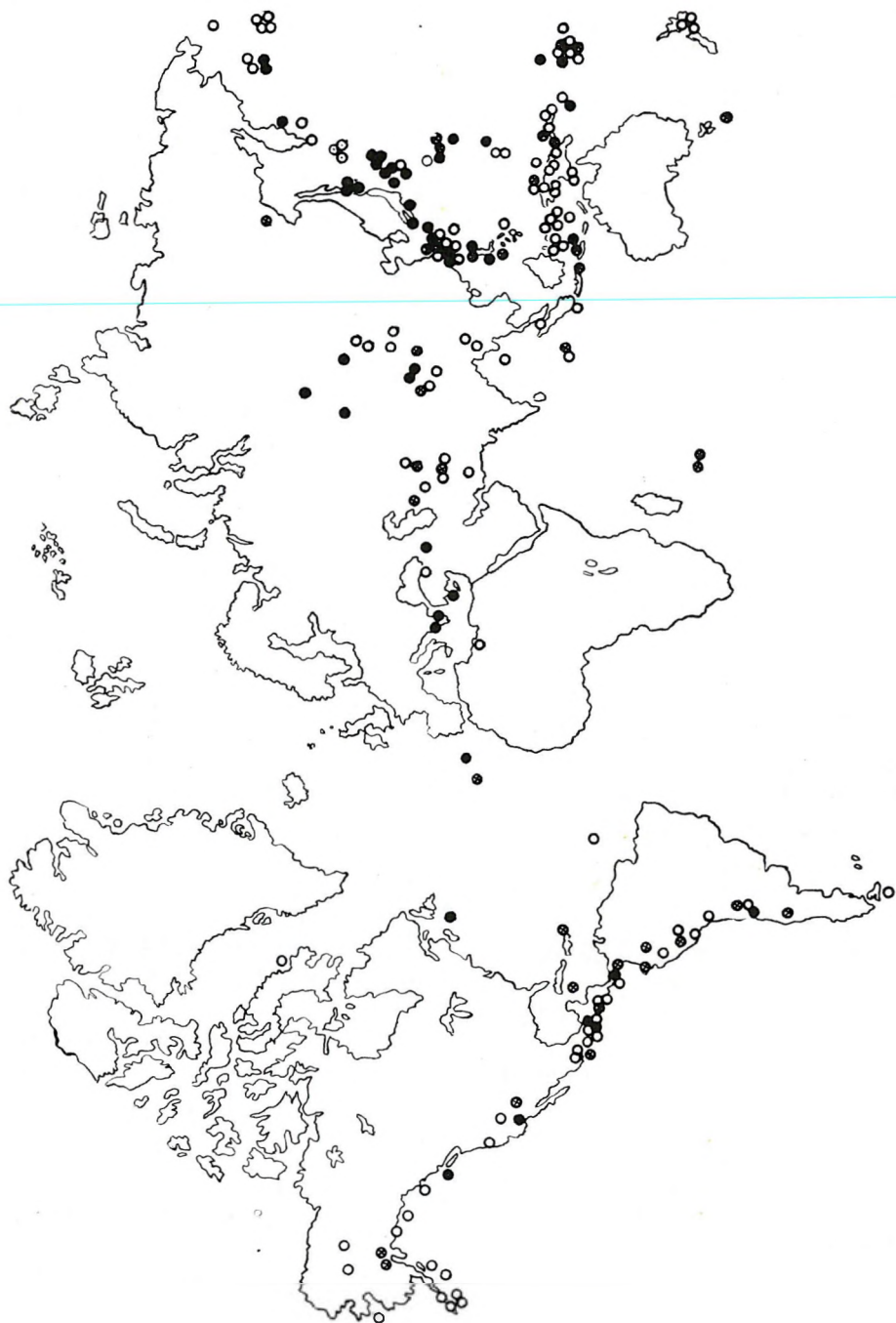
meghatározás átlaghibája $\sqrt{\frac{[XX]}{n}} = \pm 0,34 M$. A pontok 81%-a $0,5 M$ egységen belül van, 50%-a $0,26 M$ egységen belül.

Ha a felhasznált adatokat a (4) egyenletbe behelyettesítjük és a $\Delta M = M_{\text{Budapest}} - M_{\text{Pasadena}}$ értékeket felvisszük térképre (3. ábra), a következőket olvashatjuk le.

A görögországi rengések esetén $\Delta M > 0,26$. Görögországtól kelet felé haladva túlnyomóan $\Delta M < -0,26$. Közép-Ázsiában úgy $\Delta M > 0,26$ mint $\Delta M < -0,26$ egyaránt megtalálható. A legtöbb japán rengés esetén $\Delta M > 0,26$. A keletindiai szigetekről és Amerikából származó rengések esetén legnagyobbbrészt $\Delta M < -0,26$. Ez az utóbbi megállapítás főleg Alaszkára érvényes.

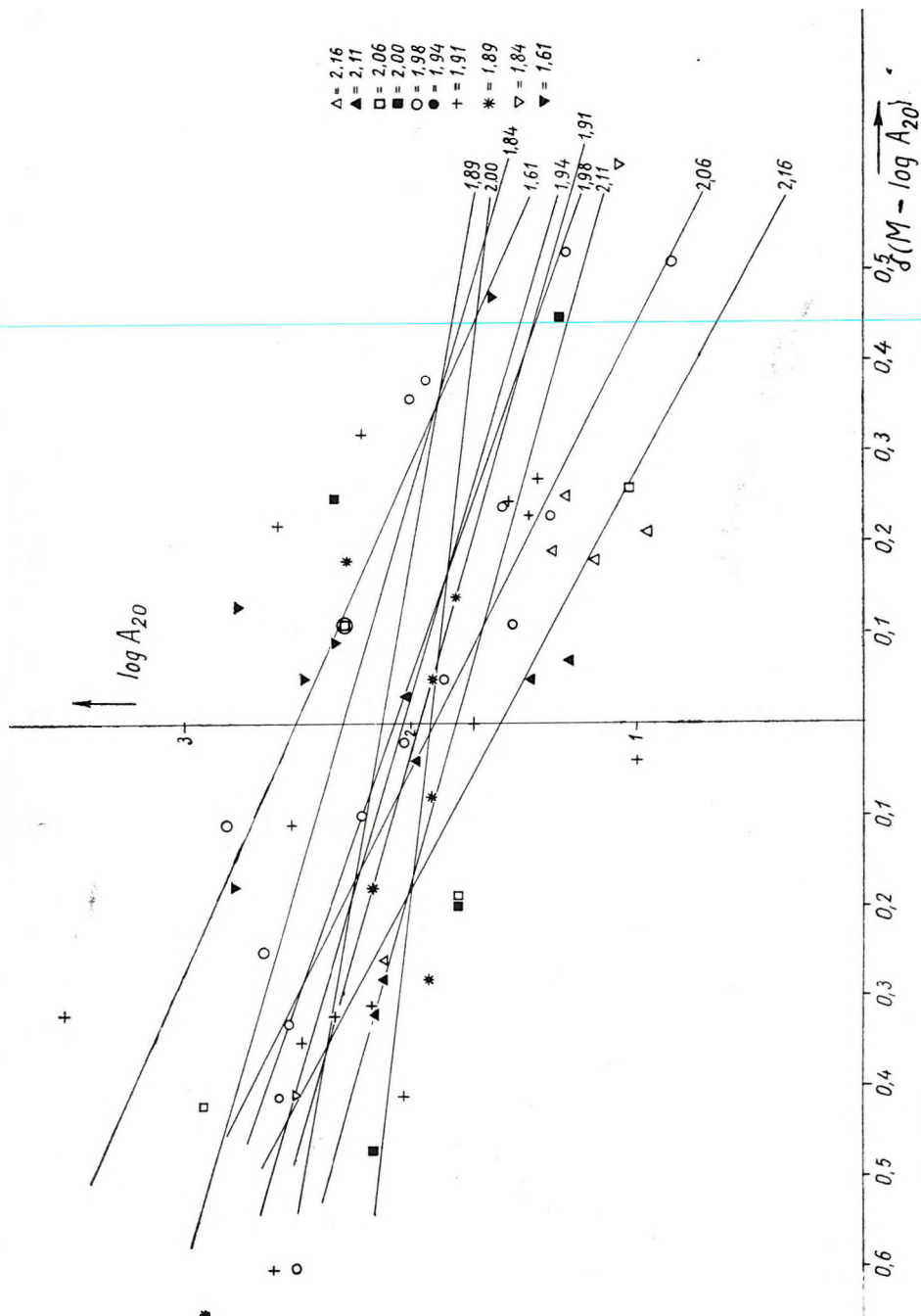


2. ábra. A ΔM eltérések eloszlása



3. ábra. ΔM területi eloszlása

A kitöltött körök jelentik azt, ha $\Delta M > 0,26$, az üres körök, ha $\Delta M < 0,26$; körben kereszt, ha $-0,26 < \Delta M < 0,26$.



4. ábra. Az egyenesek melletti számok az itt felhasznált $\log A_1^0$ értékeket jelentik

Ha az 1. ábrán levő pontok mellé odairjuk a hozzájuk tartozó amplitúdók logarítmusának értékét, azt látjuk, hogy a $\lg A_{20}$ értéke csökken, ha $M - \lg A_{20}$ növekszik, természetesen ugyanazon Δ° érték mellett. Más szóval a *Wiechert*-inga a nagy rengést nagyobb, a kicsit kisebbnek mutatja. Ha összefüggést tudunk találni $Y_0 = \lg \Delta_{20}$ és $x = \delta (M - \lg A_{20})$ között (ahol x az egyenestől való eltérést jelenti $(M - \lg A_{20})$ -nak), akkor M meghatározásának hibáját csökkenteni tudjuk. Természetesen x alsó és felső határa változik, ha Δ° változik. 10 olyan távolságot választottunk, amelyre a legtöbb pont esett. Egy-egy távolságra kiszámítottuk az $Y_0 = a_0 x + a_1$ egyenlet alapján a legkisebb négyzetek módszerével a_0 és a_1 értékét (4. ábra). Az egyenesek iránytangense negatív és a_1 — mint említettük — függ Δ° -tól.

Ez így írható:

$$\lg A_{20} = a_0 \delta (M - \lg A_{20}) + b (\Delta^\circ) \quad (6)$$

$$\text{és} \quad b(\Delta^\circ) = \alpha \lg \Delta^\circ + \beta, \quad (7)$$

behelyettesítve (7)-et (6)-ba:

$$\lg A_{20} = a_0 \delta (M - \lg A_{20}) + \alpha \lg \Delta^\circ + \beta \quad (8)$$

átrendezve:

$$\lg A_{20} - \alpha \lg \Delta^\circ = a_0 \delta (M - \lg A_{20}) + \beta. \quad (9)$$

$\alpha = 1,37$ (4) alapján, így A_{20} és Δ° ismeretében a és δ meghatározható a legkisebb négyzetek módszerével.

Így (8)-ből lesz:

$$\lg A_{20} = -1,2 \delta (M - \lg A_{20}) - 1,37 \lg \Delta^\circ + 4,7 \quad (10)$$

Átrendezve és 1,2-vel osztva:

$$\delta (M - \lg A_{20}) = -0,83 \lg A_{20} - 1,16 \lg \Delta^\circ + 3,81. \quad (11)$$

Ezekután (4) kiegészíthető a (11) korrekciós taggal:

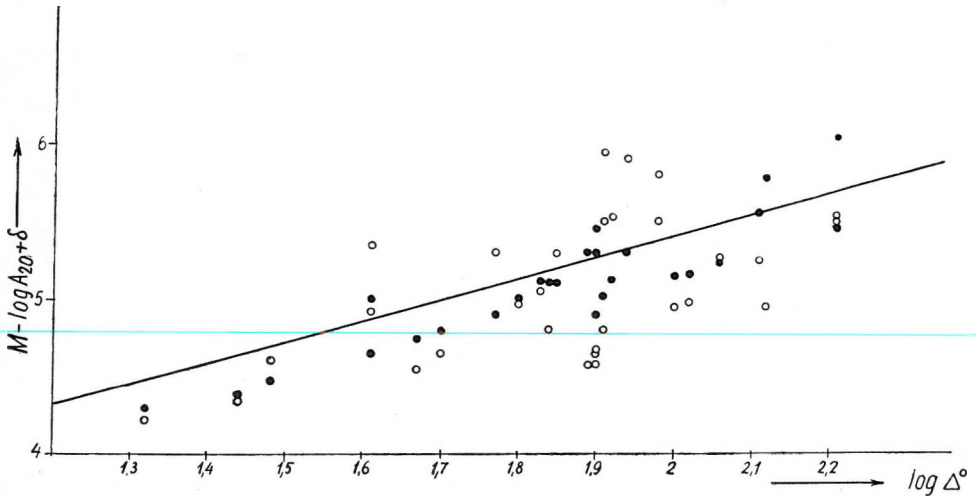
$$M_{\text{Bp}} = \lg A_{20} + 1,37 \lg \Delta^\circ + 2,67 + \delta (M - \lg A_{20}). \quad (12)$$

(11)-et (12)-be téve:

$$M_{\text{Bp}} = 0,17 \lg A_{20} + 0,23 \lg \Delta^\circ + 6,44. \quad (13)$$

Az állandó nagy értékét az okozza, hogy a (10)-nél felhasznált adatok $1,61 < \lg \Delta^\circ < 2,21$ közé estek. Az ilyen távolságtartományból $6,5 M$ -nél kisebb rengést a budapesti *Wiechert*-inga nem jelez.

Ha a (13) egyenletet használjuk fel az 1929., 30. és 31. évben észlelt rengések méretének kiszámításához, a pontok elhelyezkedése természetesen más lesz, mint ami a (4) egyenlet alapján lenne (5. ábra). E 28 rengés



5. ábra. A (11) egyenlettel javított értékeket kitöltött körök jelentik.

átlaghibája $0,39 M$, nagyobb, mint az összes rengésből számított $0,34 M$ középhiba. Ha azonban a (13) egyenlettel számolunk, a középhiba $0,22 M$ lesz. A korrekciós tag hatása az 5. ábrán azonnal látható.

IRODALOM

[1] Gutenberg, B.: Amplitudes of surface waves and magnitude of earthquakes. Bull. Seism. Soc. Am. 35. 3–12. 1945.

MAGNITUDE-DETERMINATION BASED ON THE DURATION OF THE SURFACE WAVE

E. BISZTRICSÁNY

To eliminate the error sources of the determination based on the duration of the surface wave and to establish the magnitude equation for Budapest we have evaluated the magnitudes of 170 shallow shocks as given by Prague. We have simultaneously established also a magnitude equation for Prague. The latter differs from the Budapest equation, as established here, only by 0,0005 units as regards the coefficient of Δ° and the constant term is identical up to two decimals. Within small distances the variation of magnitude with Δ° may be neglected.

MÉRETMEGHATÁROZÁS A FELÜLETI HULLÁM IDŐTARTAMÁBÓL

BISZTRICSÁNY E.

Amikor *Gutenberg* és *Richter* alapvető munkái nyomán a budapesti *Wiechert*-ingára ($V \sim 190$, $T_0 \sim 10$, $E \sim 5$) vonatkozó méretegyenlet elkészült, már akkor felvetődött az a kérdés, hogy milyen módon határozzuk meg a $0 < \Delta^\circ < 10^\circ$ epicentrumtávolságú rengések méretét. Az egyik probléma ui. az volt, hogy nincs állomás ami a magyarországi közeli kisméretű rengések méretét megadná, a másik pedig az, hogy ha ez ismeretes is lenne, a kis papírsebesség következtében a periódus megállapítása és ennek következtében a talajamplitudó meghatározása bizonytalan. Nem utolsósorban az is probléma, hogy közeli rengéseknél a szeizmogramon a jelalak közel sem szinuszos, így az átszámítási formula használata sem helyes. Ekkor kerestünk egy más utat a méretmeghatározásra, és arra jutottunk, hogy egy rengés mérete meghatározható a felületi hullámok időtartamából is [1]. A felületi hullám időtartamon az $F - eL$ -et értjük, ahol F a rengés észlelt felületi hullámának végét, eL a kezdetét jelenti. Hosszabb vizsgálat után úgy találtuk, hogy az

$$M = 2,25 \lg t - 0,001 \Delta^\circ + 2,92$$

egyenlet nem ad kielégítő értékeket kis méretek esetén. Ennél az egyenletnél — mint említettük — Pasadena és Prága által meghatározott méreteket használtunk fel. A prágai és a pasadenai méretértékek a $\lg t$ függvényében (ahol t a felületi hullám időtartama, percekben) azonban nem egy egyenes mentén helyezkednek el [1], (5. ábra), hanem két egymást

A kézirat 1959. szeptember 16-án érkezett.

metsző egyenes mentén. Szokásos eljárás az, hogy csak a Pasadena által meghatározott méretértéket használják fel. Itt azonban csak a pasadenai méretértékek nem voltak elegendők, mert az $M = 6$ -nál kisebb méretű rengést, aminek Pasadena határozta meg a méretét, Budapest nem észleli. Továbbá Pasadena és Budapest távol esnek egymástól, így a Budapesthez közel eső kis rengéseket Pasadena nem észleli. A felhasználható mérettartomány $6 \leq M < 8,5$. Ez viszont kicsi, és bizonytalanná teszi a pl. $M = 3$ méretű rengések méretmeghatározását. Leghelyesebbnek az látszott, ha csak Prága által meghatározott méretértékeket használunk fel, annak ellenére, hogy Prága nem tudja a méreteket olyan pontossággal megadni, mint Pasadena.

1953–55-ig 170 sekély fészki rengés Prága által megadott méretét használtuk fel a méretegyenlet meghatározására. E rengések epicentrumai Prágától 10° -nál messzebb voltak, így a méretek meghatározásának viszonylagos hibája $\frac{1}{4} M$ -en belül van.

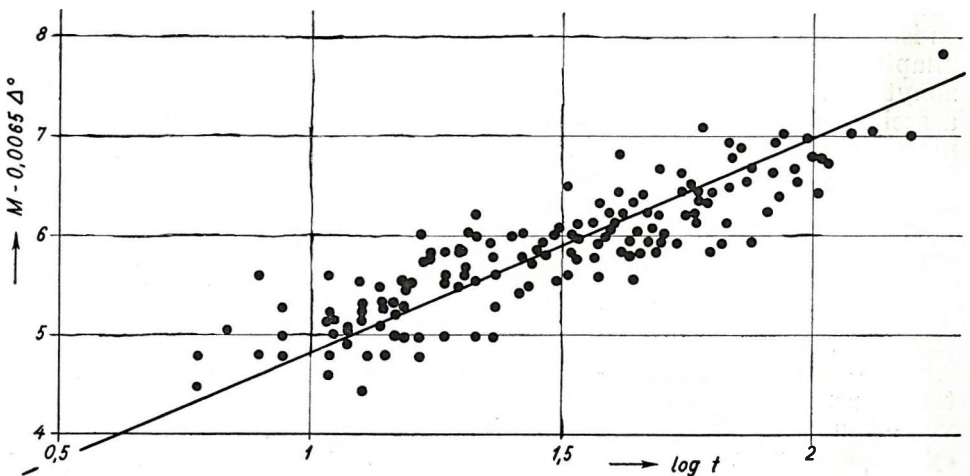
Az

$$M = a \lg t + b \Delta^\circ + c \quad (1)$$

egyenlet együtthatóit a legkisebb négyzetek módszerével határoztuk meg. Az (1) egyenletben az M a rengés méretét, t a felületi hullám időtartamát percekben, Δ° az epicentrumtávolságot jelenti. Az F - eL értékeket a *Rapport Microseismique de l'Institut National Seismologique de Hongrie* 1953–55 jelentéséből vettük. Ez az eljárás magában rejti azt a hibát, hogy az adatok esetleg elírást vagy sajtóhibát is tartalmaznak, annyiból viszont előnyös, hogy könnyen ellenőrizhető, és az ember akaratlanul sem befolyásolhatja az eredmény kimenetelét.

A kapott egyenlet (1. ábra):

$$M = 2,12 \lg t + 0,0065 \Delta^\circ + 2,66 \quad (2)$$



1. ábra. A (2) egyenletet ábrázoló egyenes

1. táblázat

Kelet	Idő		H e l y			d°	t_{\min}	M_{Pr}	M_P	
	h m s									
53.	I.	5	10 06 25	49	N 156	E	76,5	56	7,5	6,75
		7	00 01 27	41,5	N 20	E	6,1	15	5,3	
		19	04 57 22	42	N 143	E	77,7	20	6,25 R	
		27	03 12 55	52	N 159,5	E	74,3	51		
	II.	5	22 42 02	35,5	N 23,5	E	12,4	11	4,75	
		7	22 31 08	35,5	N 24,5	E	12,7	15	5,4	
		12	08 15 25	38,5	N 55	E	28,6	63	6,5	
		19	05 17 40	0,0	17,9	W	57,4	48,5	6,6	
		26	11 42 26	11	S 164,5	E	133,4	93,0	7,5	
	IV.	4	05 52 15	36,5	N 141	E	81,3	18	6,25	
		23	16 24 17	4	S 154	E	121,9	135	7,75	
	V.	2	18 37 42	38,75	N 26,5	E	10,3	17	5,75 U	
		4	11 29 08	53,5	N 161	E	77,8	19		6
		11	10 16 36	21,5	S 169	E	144,5	45		6,5
		31	19 58 35	20	N 70,5	W	75	42		7,25
	VI.	3	16 05 23	40,1	N 28,8	E	9,5	19	5	
		13	18 38 58	38,25	N 22,75	E	9,6	15	5	
		15	17 47 14	56,5	N 154	W	75,8	43	6,25	
		16	09 53 06	31	N 141	E	85,8	20	6	
18		05 43 58	41,7	N 26,5	E	7,8	13	4,75		
21		08 11 25	37,6	N 20,6	E	9,9	11	4,5—4,75		
23		13 53 28	52,5	N 157	E	74	19	6,25		
25		10 44 57	8,5	S 123,5	E	106	49	6,9		
26		05 42 50	8	S 124	E	106	35	6,75		
VII.	9	21 23 48	30	N 42,5	W	49,7	32	6,25		
	22	15 09 37	39	N 28,4	E	10,5	14	4,75		
VIII.	9	07 41 05	38,1	N 20,8	E	9,1	63	6,75	5,5—5,75	
	11	12 43 24	38,1	N 20,8	E	9,1	11	7,1		
	12	09 23 49	38,1	N 20,8	E	9,1	62	5,75		
	12	11 33 42	38,1	N 20,8	E	9,1	17	6,1		
	12	12 05 20	38,1	N 20,8	E	9,1	49	5,5		
	12	13 39 20	38,1	N 20,8	E	9,1	16	6		
	12	14 08 38	38,1	N 20,8	E	9,1	35	5		
	13	10 16 50	38,1	N 20,8	E	9,1	17	4,75		
	13	14 43 29	38,1	N 20,8	E	9,1	9	5,6		
	IX.	5	14 18 41	37,8	N 23	E	9,9	19		5,9
7	03 58 57	41,25	N 32,75	E	11,9	45	6,75			
30	23 04 08	22	N 107,5	W	95,6	43				
X.	5	04 31 40	53,5	N 160,5	E	73,8	22	6	6,75—7	
	6	21 38 16	3,5	S 151	E	119,7	32	5,25		
	10	21 29 13	38,3	N 21	E	9,1	15	6,75		
	11	17 08 00	31,5	N 83	E	53	33	4,75—5		
	16	21 44 40	38,25	N 20,75	E	9,3	14	6,25—6,5		
	17	21 07 22	52	N 159	E	74,8	34	5,25—5,5		
	21	11 31 01	38	N 20,5	E	9,5	14	6,5		
	21	18 39 51	38	N 20,5	E	9,5	44			

Kelet	Idő		H e l y			α°	t_{\min}	M_{Pr}	M_P	
	h	m s								
XI.	8	14 45 50	39	N	24	E	9,2	9	5	
	13	19 15 37	13	S	166	E	135,8	77	6,75	
	14	20 03 27	52	N	160	E	75	28	6,25	
	17	13 29 52	14	N	92	W	86,7	58	7	
	25	17 48 49	34	N	141	E	83,4	188	8,2	
	26	00 03 28	34	N	141	E	83,4	60	7	
	26	01 47 27	34	N	141	E	83,4	33	6,0—6,25	
	26	08 14 12	34	N	141	E	83,4	70	7,25	
	28	20 17 21	37	N	20	E	10,5	17	5	
	29	00 35 40	44	N	86	E	45,4	16	5,75	
	30	13 21 01	39	N	21,5	E	8,7	14	5,25	
XII.	2	04 24 50	3,5	S	142,5	E	114	35	6,5	
	3	14 54 03	31	N	85,5	E	12,3	59	6,75	
	4	14 54 46	49,5	S	129,5	W	79,3	40	6,5	
	5	09 41 17	34	N	141,5	E	83,4	28	6	
	7	14 11 32	39,5	N	141,5	E	79,1	20	6,25	
	12	17 31 23	3,7	S	80,7	W	99,4	163	7,6	
	13	06 56 00	50	N	158,5	E	76,4	21	6	
	20	21 20 14	34,5	N	140,5	E	82,7	30	6,25	
	24	23 21 09	51,5	N	159	E	75,3	26	6,5	
	25	01 51 26	52	N	159,5	E	75,3	110	7,2	
	28	02 38 44	38,5	N	21	E	9,5	9	5,25	
	54. I.	2	01 13 21	36,5	N	27,5	E	12,6	6	
13		00 13 10	49,5	N	166	E	157,5	44	7	
18		14 16 10	36,7	N	24,5	E	10,8	8	4,75	
30		03 55 48	38,25	N	20,5	E	9,3	6	4,5	
II.	1	01 06 53	24,5	N	142,5	E	91,9	62	7	
II.	5	09 19 46	4,5	S	153	E	121,7	46	6,6	
	11	00 30 13	39,5	N	101	E	60,7	87	7,3	
	17	01 38 52	51,5	N	160	E	75,5	13	6	
	19	00 40 25	11,5	N	87,5	W	92,4	37	9	
	19	19 07 44	30	S	178	W	158,1	52	7	
	22	12 03 23	66,5	S	26,5	W	113	24	6,25	
	23	06 40 33	27,75	N	91,5	E	57,9	21	6	
	28	00 55 24	27	N	132	E	83,7	29	6,5	
III.	3	06 02 55	5,5	S	142,5	E	116,2	88	7,1	
	8	08 17 21	38	N	20,5	E	9,4	13	5,25	
	9	02 21 41	1,5	N	30,5	W	62,8	27	5,75	
	9	05 39 24	50,5	N	157,25	E	76	17	6,75	
	14	17 44 33	51,5	N	160	E	75,5	16	6	
	28	20 36 22	52	N	176	E	78,6	50	6,25—6,5	
	29	04 01 10	19,5	N	121	E	83,7	14	6	
IV.	29	11 34 34	29,5	N	112,5	W	91,7	69	7,5	
	30	13 02 36	39,5	N	22	E	8,3	102	6,8	
	30	19 33 30	39,5	N	22	E	8,3	17	4,75	
	30	23 04 27	0,5	S	18,75	W	57,4	48	6,25	

1. táblázat folytatása

Kelet	Idő		H e l y			Δ°	t_{\min}	M_{Pr}	M_P
	h	m s							
V.	1	20 53 16	36,5	N 26	E	12,1	16	5,25	
	3	05 24 57	36	N 21,5	E	11,6	13	4,75—5,0	
	3	08 51 19	36	N 21,5	E	11,6	11	5	
	3	15 29 40	51,5	N 159,5	E	75,4	45	6,75	
	4	16 43 21	39,5	N 22	E	9,7	24	5,25—5,5	
	9	14 14 29	71,5	N 13	W	28	13	5,25	
	15	12 24 34	36,2	N 21,7	E	11,4	24	5	
	25	22 03 33	39,5	N 22,2	E	8,3	27	5,5	
VI.	6	16 50 40	23	S 135,5	E	110,8	105	7,1	
	30	13 26 55	7	N 37	E	43,4	32	5,75	
VII.	2	02 45 09	13	N 124,2	E	89,5	47	6,9	
	6	11 13 19	39,5	N 118,5	W	85,2	32	6,5—6,75	
	18	09 07 44	35,5	N 140,5	E	81,9	24	6,25—6,5	
	18	14 42 25	38,5	N 21,5	E	9,6	16	5	
	31	00 59 56	39	N 104	E	59,3	75	7,2	
VIII.	3	18 18 10	40,2	N 25	E	8,6	37	5,75	
VIII.	21	22 51 00	72	N 13	W	28,6	11	5,25	
	24	05 51 32	59,5	N 118,5	W	82	69	7	
IX.	9	01 04 37	36	N 1,5	E	17,4	86	6,7	
	9	09 28 42	36	N 1,5	E	17,4	12	5—5,25	
	9	05 44 05	36	N 1,5	E	17,4	37	6,2	
	12	07 43 50	41	N 143	E	78,4	34	6,5	
	23	21 43 38	49	N 156	E	76,9	46	6,75	
X.	1	02 55 31	11	S 166	E	134,2	67	6,75	
	3	02 47 19	10	S 166	E	133,3	69	7	
	17	22 57 18	31,5	N 116,5	W	91,5	21	6—6,25	
	19	17 48 20	57,5	N 32,5	W	32,1	11	5,25	
	20	23 41 43	31	N 141	E	87	14	5,75—6	
XI.	2	08 24 08	7,5	S 118	E	102,2	22	6,2—6,75	
	25	11 16 36	40,5	N 126	W	86,7	58	7	
XII.	3	21 38 12	41,5	N 74,5	E	42	8	5,75—6	
	11	12 57 01	52,5	N 32	W	32,5	51	6,4	
	16	11 07 10	39,5	N 118	W	85	100	7,5	
	21	19 56 25	41	N 124	W	85,0	53	6,5—6,75	
	23	16 27 20	38	N 21	E	9,6	17	5,75	
	30	11 05 58	37	N 22	E	10,7	14	5,0—5,25	
55. I.	3	01 07 04	39	N 22	E	8,8	12	5,1	
	5	00 50 12	50	S 162,5	E	156	56	7,2	
	5	23 42 06	16	S 167,5	E	139	55	6,8	
	8	07 52 58	39	N 22,5	E	8,8	22	5	
	13	02 03 43	53	N 167,5	E	79,3	65	6,9	
	28	17 02 33	33	N 82,5	E	49,1	42	7	
	31	16 02 12	46,5	N 153	E	77,8	41	6,8	

1. táblázat folytatása

Kelet	Idő		H e l y			d°	t_{\min}	M_{Pr}	M_P		
	h	m	s								
II. 5	20	41	51	46,5	N	153	E	77,8	23	6,4	h = 60 km
6	02	27	51	71	N	13,5	W	28,1	21	6,2	
9	10	06	57	42	N	16	E	5,3	11	4,8	
27	20	43	23	21,5	S	176	W	156,8	124	8	
III. 1	04	42	59	65	N	133	W	65,4	27	6,4	
6	10	55	28	9,5	N	122,5	E	87,7	27	6,3	
18	06	49	37	41,8	N	15,6	E	12	6,2	4,9	
22	14	05	06	8,5	S	92	E	85	50	7,2	
III. 28	14	45	45	37,6	N	21,1	E	9,6	11	5,2	
31	18	17	00	8	N	124	E	94	107	7,4	
IV. 4	11	11	21	22	N	121	E	81,6	34	6,6	
5	15	09	15	25	N	110	W	94,3	40	6,8	
13	20	45	45	37,5	N	22	E	10,2	13	5,2	
14	01	28	58	30	N	101,5	E	63,5	90	7,4	
19	16	47	19	39,5	N	23	E	8,5	48	6,2	
19	20	24	05	30	S	72	W	112,3	82	6,9	
21	01	18	18	39,5	N	23	E	8,5	31	5,9	
24	12	59	00	45	N	86	E	44,9	38	6,6	
28	19	05	03	51	N	178,5	W	80,6	38	6,4	
V. 1	13	58	44	39,5	N	143,5	E	80	38	6,4	6,75
17	14	49	49	7	N	94,5	E	75	76	7	
26	16	23	14	10	S	161	E	130,7	25	6,5	
29	15	34	04	10,5	S	110,5	E	98,7	38	6,2	
VI. 5	14	56	13	36,5	N	1,5	E	17	19	5,6	6,75—7
12	20	30	45	49	N	150	E	76,2	28	6,2	
28	04	28	07	86,5	N	70	E	40,4	15	5,4	
28	07	14	07	44	N	20,5	E	3,6	13	4,4	
VII. 6	01	54	18	51	N	158	E	78	28	6,25	6,75—7
9	23	53	43	42,6	N	19	E	4,9	7	5	
16	07	07	12	37,5	N	27	E	11,5	77	6,6	
IX. 22	03	25	03	29	N	123	E	81,3	30	6,4	6,5
23	15	06	19	27	N	101,5	E	65,5	60	6,5	
X. 10	08	57	44	5	S	153	E	122,1	96	7,25	6,7
19	09	54	43	49,5	N	155	E	75	22	6,7	
XII. 7	15	03	11	26,5	N	142,5	E	90,3	59	6,5	6,75—7

A méretmeghatározás középhibája 0,32, tehát a valószínű hiba $\frac{1}{4}$ M -en belül van, ami a szokásos hibával megegyezik.

A (2) egyenlet kisméretű rengések esetén is igen jó eredményt ad, összehasonlítva *Gutenberg*

$$M = 0,6 I_0 + 1 \quad (3)$$

egyenlete alapján kapott méretekkel, (ahol I_0 az epicentrumbeli intenzitás, *Mercalli—Sieberg* fokokban). A (3) egyenletben az állandó 1, mert a magyarországi rengések átlag mélysége kb. 8 km.

A (2) egyenletet ha összehasonlítjuk a prágai *Wiechert*-ingára vonatkozó egyenlettel amihez az adatokat a [2] jelentésből vettük át, igen jó egyezést kapunk. Ez az egyenlet a következő:

$$M = 1,85 \lg t + 0,007 \Delta^\circ + 2,66 \quad (4)$$

A Δ° együtthatója a (2) és (4) egyenletekben 5 tizezreddel különbözik. Az állandó pedig két tizedesig egyenlő. A $\lg t$ együtthatójának eltérése a prágai *Wiechert*-inga nagyobb érzékenységére mutat. A Δ° együtthatója kis távolságon mindkét egyenletnél elhanyagolható. A magyarországi rengések mérete így az

$$M = 2,12 \lg t + 2,66$$

egyenletből könnyen számolható.

IRODALOM

- [1] *Bisztricsány, E.*: A földrengések méretmeghatározásának új módszeréről. Geofizikai Közlemények VII. 2.
[2] *Kárník, V.—Vanek, J.—Nykles, J.*: Bull. Československých Seismických Stanic. Praha, 1953—1955.

ХУАНГ ЙЕН-ХУ

О ЧАСТОТНОМ СПЕКТРЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН

Рассматривается частотный спектр сейсмических волн в средах с различными скоростями распространения волн и различными поглощающими свойствами. По данным исследований автора в таких средах, при низких частотах (< 500 герц), вблизи взрывного пункта амплитуда скорости сейсмических волн, вызванных сферическими зарядами, пропорциональна квадрату частоты. Коэффициент поглощения для горных пород является пропорциональным частоте и тем самым определяется спектр сейсмических волн на различных расстояниях от взрывного пункта, а также и компонент частоты, регистрируемый наиболее выгодно на различных расстояниях распространения волны.

HUANG YEN-HU

ON THE FREQUENCY SPECTRUM OF SEISMIC WAVES

The frequency spectrum of seismic waves in media with different velocity and absorption is examined. For low frequencies (< 500 Hz) and in the vicinity of the shotpoint the velocity amplitude of seismic waves is — according to the author's investigations — proportional to the square of the frequency. The absorption coefficient of rocks is proportional to the frequency, thus determining the spectrum of the seismic wave at different distances from the shotpoint as well as the corresponding frequency component that can be recorded the most advantageously at different propagation distances.

A SZEIZMIKUS HULLÁM FREKVENCIA-SPEKTRUMÁRÓL

HUANG JEN-HU

1. Bevezetés

Az utóbbi években a szeizmikus kutatásban arra törekednek, hogy a szeizmikus hullám dinamikus jellemzőit és nagyfrekvenciájú komponenseit felhasználják a kutatás biztonságának és a rétegfelbontási képességnek növelésére. Ebben a dolgozatban azt tanulmányozzuk, hogy milyen a robbantással gerjesztett szeizmikus hullám frekvencia-spektruma és hogyan változik ez a spektrum a robbantóponttól számított terjedési távolsággal. Az eredmények azt mutatják, hogy a tömegpont

A kézirat 1960. június 3-án érkezett.

sebességi hullám amplitúdó-frekvencia spektruma néhány száz (500) Hz-nél alacsonyabb frekvenciasávon a frekvencia négyzetével arányos. Továbbá a közet abszorpciós tényezője az alacsonyabb frekvenciáknál közelítőleg egyenesen arányos a frekvenciával. A különböző sebességű közegben gerjesztett szeizmikus hullámok spektrumainak maximumai különböző frekvencián vannak, a spektrumoknak formája alacsony frekvenciánál azonban lényegében azonos, de különböző abszorpciós közegben különbözőképpen változik a terjedési távolsággal. Tanulmányozzuk a nagyfrekvenciájú komponens regisztrálásának lehetőségét is, ami a közetek abszorpciós tényezőjétől, a kutatandó mélységtől, a talaj-geofon rezgő rendszer karakterisztikájától és a robbanó anyag mennyiségétől függ. A szeizmikus módszer rétegfelbontási képességét nemcsak a szeizmogramon regisztrált hullám időtartama, frekvenciája, hanem a közetek átlagos terjedési sebessége is megszabja.

2. Szeizmikus hullám amplitúdó-frekvencia-spektruma a teljesen rugalmas közegben

Sharpe elméletileg meghatározta annak a hullámmozgásnak az egyenletét, amelyet szilárd, teljesen rugalmas közegben levő gömb alakú üreg belső felületére ható nyomási impulzus gerjeszt [1]. Megoldása azokon a feltételeken alapul, hogy a közeg teljesen rugalmas. A közegben a *Poisson*-állandó 0,25, és normál nyomás hat a gömb belső felületére.

A következő formájú nyomási impulzus esetén

$$p(t) = \begin{cases} p_0 e^{-\alpha t} & t \geq 0 \\ 0 & t < 0 \end{cases} \quad (1)$$

az elmozdulási potenciál a gömb középpontjától „ r ” távolságban levő pontban

$$\Phi = \frac{ap_0/\rho r}{\left(\frac{\omega}{\sqrt{2}} - \alpha\right)^2 + \omega^2} \begin{cases} -e^{-\alpha\tau} + e^{-\omega\tau/\sqrt{2}} \left[\left(\frac{1}{\sqrt{2}} - \frac{\alpha}{\omega}\right) \sin \omega\tau + \cos \omega\tau \right] \\ = 0 \end{cases} \quad \begin{matrix} \tau \geq 0 \\ \tau < 0 \end{matrix} \quad (2)$$

ahol

$$\omega = \frac{2\sqrt{2}V}{3a} \quad (3)$$

$$\tau = t - \frac{r-a}{V} \quad (4)$$

$$V = \sqrt{\frac{3\mu}{\rho}} \quad (5)$$

és p_0 , a nyomási impulzus amplitúdója, $\alpha > 0$ konstans, t az idő, r a pontnak a gömb középpontjától számított távolsága, V a longitudinális hullám terjedési sebessége, a a gömb sugara.

A robbanó anyag körül egy roncsolt terület jön létre, ezt körülveszi a deformációs sáv. Ezen a sávon túl van a rugalmas terület, tehát $a-t$, a gömb sugarát úgy kell értelmezni, hogy a maradandó deformációs sávnak és a rugalmas terület határfelületének sugara a gömb sugara.

A (2) egyenletből a tömegpont elmozdulása így írható:

$$u = \frac{\partial \Phi}{\partial r} = \frac{ap_0/\rho r}{\left(\frac{\omega}{\sqrt{2}} - \alpha\right)^2 + \omega^2} \left\{ \left(\frac{1}{r} - \frac{\alpha}{V}\right) e^{-\alpha\tau} + \left[\frac{3\omega - \sqrt{2}\alpha}{2V} + \right. \right. \\ \left. \left. + \frac{1}{r} \left(\frac{\alpha}{\omega} - \frac{1}{\sqrt{2}}\right) \right] e^{-\omega\tau/\sqrt{2}} \sin \omega\tau + \left(\frac{\alpha}{V} - \frac{1}{r}\right) e^{-\omega\tau/\sqrt{2}} 2 \cos \omega\tau \right\} \quad \tau \geq 0 \\ = 0 \quad \tau < 0 \quad (6)$$

a tömegpont sebessége pedig:

$$v = \frac{\partial u}{\partial t} = \frac{ap_0/\rho V r}{\left(\frac{\omega}{\sqrt{2}} - \alpha\right)^2 + \omega^2} \left\{ \left(\alpha^2 - \frac{3}{2\sqrt{2}} \omega\alpha \cdot \frac{a}{r}\right) e^{-\alpha\tau} + \right. \\ \left. + \left[-\left(\frac{3\sqrt{2}}{4} \omega^2 + \frac{1}{2} \omega\alpha\right) + \left(\frac{9}{4} \frac{\omega^2}{\sqrt{2}} - \frac{3}{4} \omega\alpha\right) \frac{a}{r} \right] e^{-\omega\tau/\sqrt{2}} \sin \omega\tau + \right. \\ \left. + \left[\left(\frac{3\omega^2}{2} - \sqrt{2} \omega\alpha\right) + \frac{3\sqrt{2}}{4} \omega\alpha \cdot \frac{a}{r} \right] e^{-\omega\tau/\sqrt{2}} \cos \omega\tau \right\} \quad \tau \geq 0 \\ = 0 \quad \tau < 0 \quad (7)$$

Ha $r \gg a$ (pl. $r \approx 10 a$), akkor a (6) és (7) egyenletben levő r^2 -vel fordítva arányos tagok elhanyagolhatók, és így a tömegpont elmozdulása a robbanóponttól nagyobb távolságban

$$u = \frac{ap_0/\rho V r}{\left(\frac{\omega}{\sqrt{2}} - \alpha\right)^2 + \omega^2} \left\{ -\alpha e^{-\alpha\tau} + \right. \\ \left. + \left(\frac{3\omega - \sqrt{2}\alpha}{2}\right) e^{-\omega\tau/\sqrt{2}} \sin \omega\tau + \alpha e^{-\omega\tau/\sqrt{2}} \cos \omega\tau \right\} \quad \tau \geq 0 \\ = 0 \quad \tau < 0 \quad (8)$$

és a tömegpont sebessége a robbantóponttól nagyobb távolságban

$$v = \frac{ap_0/\rho V r}{\left(\frac{\omega}{\sqrt{2}} - \alpha\right)^2 + \omega^2} \left\{ x^2 e^{-\alpha\tau} - \left(\frac{3\sqrt{2}}{4}\omega^2 + \frac{1}{2}\omega\alpha\right)e^{-\omega\tau/\sqrt{2}} \sin \omega\tau + \right. \\ \left. + \left(\frac{3}{2}\omega^2 - \sqrt{2}\omega\alpha\right)e^{-\omega\tau/\sqrt{2}} \cos \omega\tau \right\} \quad \begin{array}{l} \tau \geq 0 \\ \tau < 0 \end{array} \quad (9)$$

Tételezzük fel, hogy

$$\alpha = m\omega/\sqrt{2}, \quad (10)$$

ahol m konstans és $m > 0$. Helyettesítsük a (8) és (9) egyenletekben levő α -t (10) egyenlettel, akkor a következő egyenleteket kapjuk:

$$u = \frac{2p_0}{\rho V} \cdot \frac{a}{r} \frac{1}{(3 - 2m + m^2)\omega} \left\{ -\frac{m}{\sqrt{2}} e^{-m\omega\tau/\sqrt{2}} + \frac{3-m}{2} e^{-\omega\tau/\sqrt{2}} \sin \omega\tau + \right. \\ \left. + \frac{m}{\sqrt{2}} e^{-\omega\tau/\sqrt{2}} \cos \omega\tau \right\} \quad \begin{array}{l} \tau \geq 0 \\ \tau < 0 \end{array} \quad (11)$$

$$v = \frac{3p_0}{2\rho V} \cdot \frac{a}{r} \frac{1}{(3 - 2m + m^2)} \left\{ \frac{2m^2}{3} e^{-\omega\tau/\sqrt{2}} - \sqrt{2} \left(1 + \frac{m}{3}\right) e^{-\omega\tau/\sqrt{2}} \sin \omega\tau + \right. \\ \left. + 2 \left(1 - \frac{2m}{3}\right) e^{-\omega\tau/\sqrt{2}} \cos \omega\tau \right\} \quad \begin{array}{l} \tau \geq 0 \\ \tau < 0 \end{array} \quad (12)$$

A tömegpont elmozdulását és sebességét felírhatjuk *Fourier*-integrál formájában:

$$F(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} \Theta(n) e^{i n \tau} dn \quad (13)$$

és

$$\Theta(n) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F(\tau) e^{-i n \tau} d\tau, \quad (14)$$

ahol $n = 2\pi f$, a körfrekvencia.

$\Theta(n)$ az $F(\tau)$ komplex frekvenciaspetrum egy komplex frekvencia függvénye, és a következő formában írható:

$$\Theta(n) = \vartheta(n) e^{i \varphi(n)}, \quad (15)$$

ahol $\vartheta(n)$ és $q(n)$ a $F(t)$ -nak amplitúdó és fázis frekvenciaspektrumát adja, és mindkettő a frekvencia valós függvénye.

A (11) és (12) egyenletekből kapjuk a tömegpont elmozdulásának és sebességének komplex frekvencia-spektrumát.

$$\begin{aligned} \Theta_u(n) = & \frac{p_0}{\pi \rho V} \cdot \frac{a}{r} \frac{1}{(3 - 2m + m^2)} \left\{ \frac{9}{8} m^2 \omega^6 + \left(\frac{9}{4} - \frac{m^2}{2} \right) \omega^4 n^2 + \right. \\ & \left. + \left(\frac{m^2}{2} - 1 \right) \omega^2 n^4 + n^6 \right\}^{-1} \cdot \left\{ \left(\frac{9}{4} - \frac{m^2}{4} + \frac{m^3}{2} \right) \omega^2 n^2 - \left(\frac{3}{2} - m + \frac{m^2}{2} \right) n^4 + \right. \\ & \left. + i \sqrt{2} m \left(\frac{9}{8} - \frac{3}{4} m - \frac{3}{8} m^2 \right) \omega^3 n - i \sqrt{2} \left(\frac{3}{2} - \frac{1}{4} m + \frac{1}{4} m^3 \right) \omega n^3 \right\} \quad (16) \end{aligned}$$

és

$$\begin{aligned} \Theta_v(n) = & \frac{3p_0}{4\pi \rho V} \cdot \frac{a}{r} \frac{1}{(3 - 2m + m^2)} \left\{ \frac{9}{8} m^2 \omega^6 + \left(\frac{9}{4} - \frac{m^2}{2} \right) \omega^4 n^2 + \right. \\ & \left. + \left(\frac{m^2}{2} - 1 \right) \omega^2 n^4 + n^6 \right\}^{-1} \cdot \left\{ \sqrt{2} m \left(-\frac{3}{2} + m - \frac{1}{2} m^2 \right) \omega^3 n^2 + \right. \\ & \left. + \sqrt{2} \left(2 - \frac{1}{3} m + \frac{1}{3} m^2 \right) \omega n^4 + i \left(3 - \frac{1}{3} m^2 + \frac{2}{3} m^3 \right) \omega^2 n^3 + \right. \\ & \left. + i \left(-2 + \frac{4}{3} m - \frac{2}{3} m^2 \right) n^5 \right\}. \quad (17) \end{aligned}$$

Mivel a geofon sebességmérő, tehát a következőkben csak a tömegpont elmozdulássebességének komplex frekvenciaspektrumát tárgyaljuk.

Általánosítva a (17) egyenlet a következőképpen írható fel:

$$\Theta_v(n) = \frac{k}{r} n^2 \frac{A(n) + iB(n)}{S(n)}, \quad (18)$$

ahol $k = \frac{3p_0 a}{4\pi \rho V}$ és

$$\begin{aligned} A(n) = & \sqrt{2} m \left(-\frac{3}{2} + m - \frac{1}{2} m^2 \right) \omega^3 + \sqrt{2} \left(2 - \frac{1}{3} m + \frac{1}{3} m^2 \right) \omega n^2 \\ B(n) = & \left(3 - \frac{1}{3} m^2 + \frac{2}{3} m^3 \right) \omega^2 n + \left(-2 + \frac{4}{3} m - \frac{2}{3} m^2 \right) n^3 \\ S(n) = & \frac{9}{8} m^2 \omega^6 + \left(\frac{9}{4} - \frac{m^2}{2} \right) \omega^4 n^2 + \left(\frac{m^2}{2} - 1 \right) \omega^2 n^4 + n^6. \end{aligned} \quad (19)$$

A (18) egyenletnek megfelelő amplitúdó és fázis frekvencia-spektrum a következő:

$$\vartheta(n) = \frac{k}{r} n^2 \sqrt{A^2(n) + B^2(n)} / S(n)$$

és

$$\varphi(n) = \arctg \frac{B(n)}{A(n)} \quad (20)$$

Gyakorlatban a nyomási impulzus formáját inkább a következő egyenlet szerint adják meg:

$$p(t) = \begin{cases} p_0(e^{-m\omega t/\sqrt{2}} - e^{-l\omega t/\sqrt{2}}), & t \geq 0 \\ 0 & t < 0 \end{cases} \quad (21)$$

ahol l konstans és $l > m$. Tehát a tömegpont sebességének komplex frekvenciaspektruma módosul:

$$\begin{aligned} \Theta_{(m-l)}(n) &= \frac{k}{r} n^2 \left\{ \frac{A_m(n) + iB_m(n)}{S_l(n)} - \frac{A_l(n) + iB_l(n)}{S_l(n)} \right\} = \\ &= \frac{k}{r} n^2 \frac{1}{S_n S_l} \{ (A_m S_l - A_l S_m) + i(B_m S_l - B_l S_m) \} \end{aligned} \quad (22)$$

és

$$\vartheta_{(m-l)}(n) = \frac{k}{r} n^2 \frac{1}{S_m S_l} \{ (A_m S_l - A_l S_m)^2 + (B_m S_l - B_l S_m)^2 \}^{1/2} \quad (23)$$

$$\varphi_{(m-l)}(n) = \arctg [(B_m S_l - B_l S_m) / (A_m S_l - A_l S_m)]. \quad (24)$$

A (23) egyenlet a szeizmikus hullám sebességamplitúdó frekvencia-spektrumát jellemzi, amikor a (21) egyenlettel jellemzett nyomási impulzus a homogén izotróp szilárd közegben levő, a sugarú gömb alakú üreg belső felületére hat.

A következőkben egyszerűség kedvéért sebességspektrumnak nevezzük a tömegpont sebességének amplitúdófrekvencia-spektrumát.

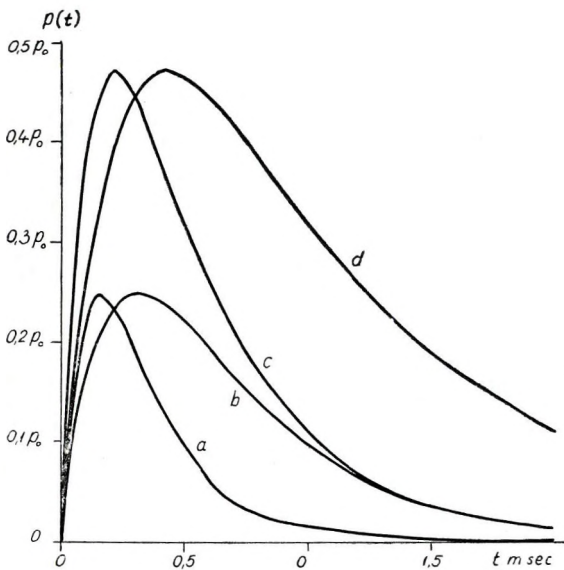
Most nézzük meg azt, hogy a deformációs sáv és a rugalmassági terület határán milyen nyomási impulzus keletkezhet. Nyilvánvaló, hogy a nyomási impulzus formája a robbanó anyag robbanási sebességétől, mennyiségétől, alakjától és az azt körülvevő közet tulajdonságaitól függ. A nyomás általában majdnem hirtelen növekszik, eléri maximumát, azután gyorsan, közelítőleg exponenciálisan csökken nullára. Ez a folyamat 1–3 msec-on belül megy végbe (2, 3).

Ha azt feltételezzük, hogy a kőzetben a longitudinális hullámok sebessége $V = 2000$ m/sec és a gömb sugara $a = \frac{2\sqrt{2}}{3\pi}$ m, akkor $\omega = 2\pi \cdot 10^3$.

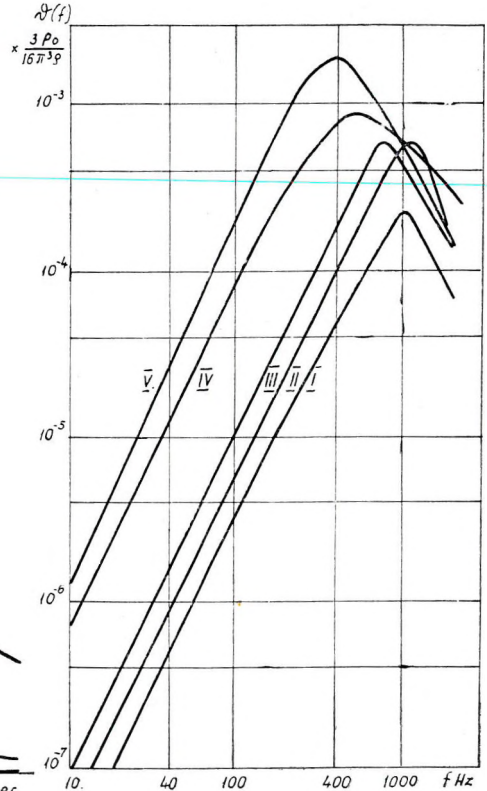
Ha a terjedési sebesség $V = 1000$ m/sec és $a = \frac{2\sqrt{2}}{3\pi}$ m, akkor $\omega =$

$= \pi \cdot 10^3$. A (3) egyenlethől látható, hogy ha a terjedési sebesség és a gömb sugara azonos mértékben növekszik, vagy csökken, akkor ω nem változik.

Az 1. ábrán bemutatjuk a nyomási impulzus formáit. $m = 1, l = 2$; $m = \frac{1}{2}, l = 1$; $m = \frac{1}{2}, l = 2$; $m = \frac{1}{4}, l = 1$ paraméterekkel $\omega = 2\pi \cdot 10^3$ mellett. De ezek megfelelnek $m = 2, l = 4$; $m = 1,$



1. ábra. A nyomási impulzus formái
 (a) $m = 1, l = 2$, (b) $m = \frac{1}{2}, l = 1$, (c) $m = \frac{1}{2}, l = 2$, (d) $m = \frac{1}{4}, l = 1$ $V = 2000 \text{ m/sec}$
 $a = \frac{2\sqrt{2}}{3\pi} \text{ m}$.



2. ábra. Sebesség-spektrumok
 (a) $V = 2000 \text{ m/sec}$ I. φ_{1-2} ; II. $\varphi_{\frac{1}{2}-1}$; III. $\varphi_{\frac{1}{2}-1}$; (b) $V = 1000 \text{ m/sec}$ IV. φ'_{-4} ; V. $\varphi'_{\frac{4}{2}-2}$;

$l = 2$; $m = 1, l = 4$; $m = \frac{1}{2}, l = 2$ paramétereknek $\omega = \pi \cdot 10^3$ mellett.

A 2. ábrán bemutatjuk azokat a sebességspektrumokat, amelyek az 1. ábrán feltüntetett nyomási impulzus formáknak megfelelnek, és a terjedési távolság első hatványaival arányos hullámrészek. A 2. ábrán látható, hogy a hullámsebességspektruma a teljesen rugalmas és különböző sebességű közegben alacsonyabb frekvenciánál 0–500 Hz között

a frekvencia négyzetével arányos, tehát az alacsonyabb frekvenciánál:

$$\vartheta_{(0-500 \text{ Hz})}(f) = \frac{C}{r} f^2, \quad (25)$$

ahol $C > 0$, konstans. A spektrum maximuma, azaz a sebességi hullám domináns frekvenciája a 2000 m/sec-os sebességű közegben 1000 Hz körül, az 1000 m/sec-os sebességű közegben 500 Hz körül van.

A spektrum maximuma az impulzus időtartamának növekedésével az alacsonyabb frekvenciák felé kicsit eltólik.

Ha viszonyítjuk ϑ_{1-2} és $\vartheta_{\frac{1}{2}-1}$ spektrumokat, azt látjuk, hogy a spektrumnak amplitúdója és szélessége az impulzus amplitúdójának és időtartamának növekedésével növekszik. Az impulzusamplitúdója és időtartama a -nak, a gömb sugarának növekedésével, azaz a robbanó anyag mennyiségével arányosan nő. Ezt a (21) egyenletből látjuk. Tehát a fentiekből arra következtethetünk, hogy ugyanabban a közegben gerjesztett szeizmikus sebességi hullám domináns frekvenciája a robbanó anyag mennyiségének növekedésével alacsonyabb frekvencia felé eltolódik kissé, spektruma, amplitúdója és szélessége nő, de a domináns frekvenciánál kisebb frekvenciák területén a spektrum formája lényegesen nem változik meg.

Ha viszonyítjuk $\vartheta_{\frac{1}{2}-2}$ és ϑ'_{1-4} spektrumot, amelyeket azonos sugarú gömb felületére ható azonos formájú nyomási impulzus 2000 m/sec és 1000 m/sec sebességű közegben gerjesztett, látható, hogy a spektrummaximum alacsonyabb sebességű közegben alacsonyabb frekvencián van és a spektrum amplitúdója alacsonyabb sebességű közegben nagyobb. A 2. ábrán láthatjuk, hogy ϑ'_{1-4} spektrum amplitúdója azonos frekvenciánál az egyenes részén majdnem 8-szor nagyobb, mint $\vartheta_{\frac{1}{2}-2}$ -é. Ez az arány a közegben a terjedési sebességi arányok reciprokanak harmadik hatványa. Tehát gyakorlatban a robbantást mindinkább az agyagban, nem pedig mészkőben végezzük el. De laza réteg sebessége nagyon kicsi, miért nem végezzük el abban a robbantást? Ezt úgy magyarázhatjuk, hogy a réteg lazasága és inhomogenitása miatt az energia átadása nagyon rossz.

3. Szeizmikus hullám amplitúdó-frekvencia spektruma abszorpciós közegben

A 2. pontban tárgyaltuk a szeizmikus hullám amplitúdó-frekvencia spektrumát, teljesen rugalmas közegben. A közet azonban nem teljesen rugalmas közeg, és a benne terjedő rugalmas hullám energiájának egy része terjedés során elnyelődik, hővé válik. A hullám energiájának elnyelése a frekvenciától függ, tehát a 2. ábrán feltüntetett sebesség-spektrum a terjedési távolsággal változik, a spektrum maximuma egyre alacsonyabb frekvencia felé tolódik el, és a spektrum amplitúdója egyre csökken.

Ismeretes, hogy a legegyszerűbb abszorpciós közegben a hullám amplitudójának a terjedési távolsággal összefüggése a következőképpen írható fel:

$$\vartheta_a(f) = \vartheta_0(f) e^{-\alpha r}, \tag{26}$$

ahol $\vartheta_0(f)$ az induló pontnál levő hullám amplitudó-frekvencia-spektruma, α , a közeg abszorpciós tényezője. Ennek összefüggése a frekvenciával a következőképpen írható:

$$\alpha = \varkappa f^\beta, \tag{27}$$

ahol \varkappa és β konstans, pozitív valós szám.

A (23), (26) és (27) egyenletből felírhatjuk a sebességamplitudó spektrumot az abszorpciós közegben a robbantási ponttól levő nagyobb távolságon:

$$\vartheta_a(f) = \frac{k'}{r} f^2 e^{-\varkappa r} f^\beta \frac{1}{S_n S_l} \{ (A_m S_l - A_l S_m)^2 + (B_m S_l - B_l S_m)^2 \}^{1/2}, \tag{28}$$

ahol $k' = 4\pi^2 k$.

Alacsony frekvenciánál ($f < 500$ Hz) így írható a sebességspektrum:

$$\vartheta_a(f) = \frac{C}{r} f^2 e^{-\varkappa r} f^\beta, \tag{29}$$

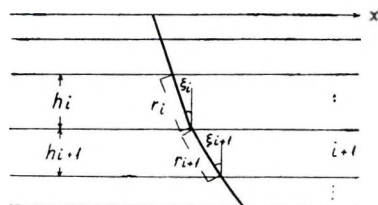
ahol C pozitív konstans.

A (29) egyenlet csak homogén izotróp abszorpciós közegben érvényes. A réteges közegben a sebességspektrum módosul

$$\vartheta_a(f_0) = \frac{C_r}{\Sigma r_i} f_0^2 e^{-f_0^\beta \Sigma \varkappa_i r_i}, \tag{30}$$

ahol C_r pozitív konstans, a rétegek refrakció-tényezőitől (reflexiós-tényezőitől is ha reflexiót nézünk) függ és

$$r_i = h_i \text{Sec } \xi_i \tag{31}$$



3. ábra

ahol h_i az i réteg vastagsága ξ_i , a hullám sugarának beeső szöge az i és $i + 1$ réteg határán (3. ábra). Ha AVC és szűrő nélkül széles sávon regisztráljuk a szeizmikus hullámot és a regisztrátumot *Fourier*-analízisnek vetjük alá, megkapjuk annak amplitudófrekvencia spektrumát.

Ebből az adatból a (30) egyenlet alapján meg lehet határozni a robbanó és felvevő pont közötti közeg átlagos abszorpciótényezőjét és β konstans.

Elsősorban válasszunk ki egy f_0 frekvenciát, mint alapfrekvenciát, akkor

$$\vartheta_a(f) = \frac{C_r}{\Sigma r_i} f_0^2 e^{-f_0^\beta \Sigma \varkappa_i r_i} \tag{32}$$

(32) egyenlettel osztva a (30) egyenletet, kapjuk, hogy

$$\frac{\vartheta_a(f)}{\vartheta_a(f_0)} = \frac{f^2}{f_0^2} e^{-(f^\beta - f_0^\beta)} \Sigma \kappa_i r_i$$

$$\bar{\vartheta} = \ln \frac{\vartheta_a(f)}{\vartheta_a(f_0)} - 2 \ln \frac{f}{f_0} = - \Sigma \kappa_i r_i (f^\beta - f_0^\beta) \quad (33)$$

Mivel a két pont fix, tehát $\Sigma \kappa_i r_i$ állandó. Ha $\bar{\vartheta}$ értékét ordinátaként és f -et abszcisszaként ábrázoljuk, akkor parabolát kapunk. Ennek a parabolának formájából meg lehet közelítőleg határozni β -t és $\Sigma \kappa_i r_i$ -t és (27) adja a két pont közötti közet-átlagos abszorpció-tényezőjét. Ha $\beta = 1$, akkor a parabola degenerálódik, és egyenessé válik, ha $\beta = 2$,

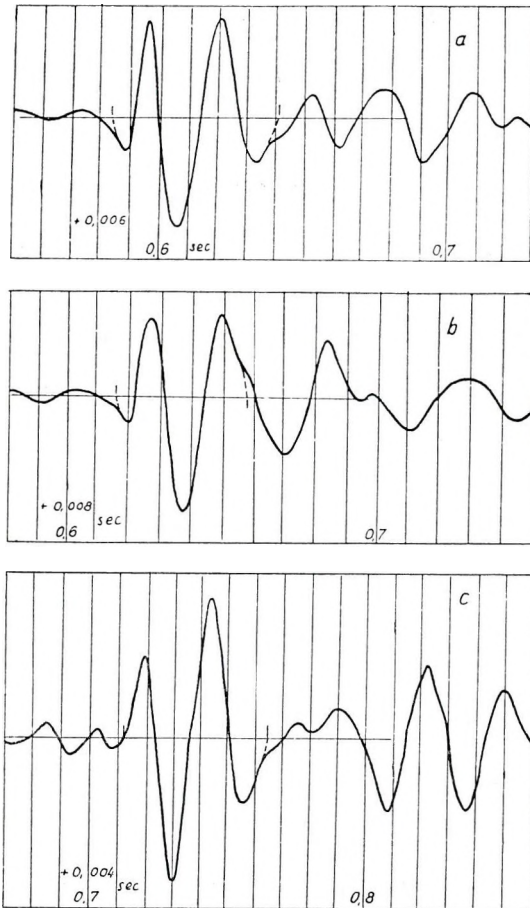
akkor másodrendű parabola lesz. A következőképpen próbáljuk közelítőleg meghatározni β -t és κ -t, A 4. ábrán bemutatunk 3 szeizmikus lyukfelvételt 1200, 1300 és 1550 m mélységből a pusztaföldvári 16. sz. fúrásnál. A felvételeket a lyuktól 300 m távolságra 12 m-es lyukban robbantással gerjesztve, AVC és szűrő nélkül három különböző erősítéssel kapták, és a felvételeken nagyon kicsi az interferencia.

Pusztaföldvár geológiai adottsága a következő:

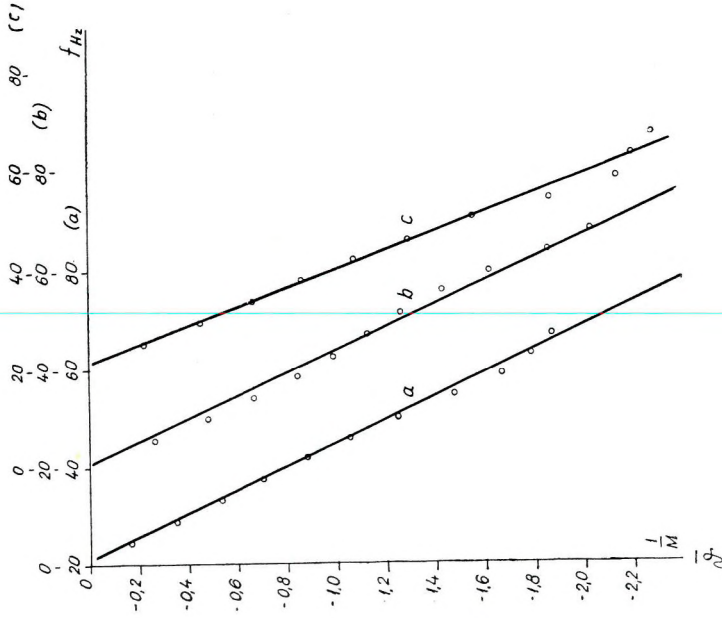
- 4 m humuszos agyag,
- 17 m homok,
- 90 m agyag,
- 320 m homok,
- 956 m agyag és
- 1632 m agyag márga.

Tehát az ott levő közet főleg agyag és homok.

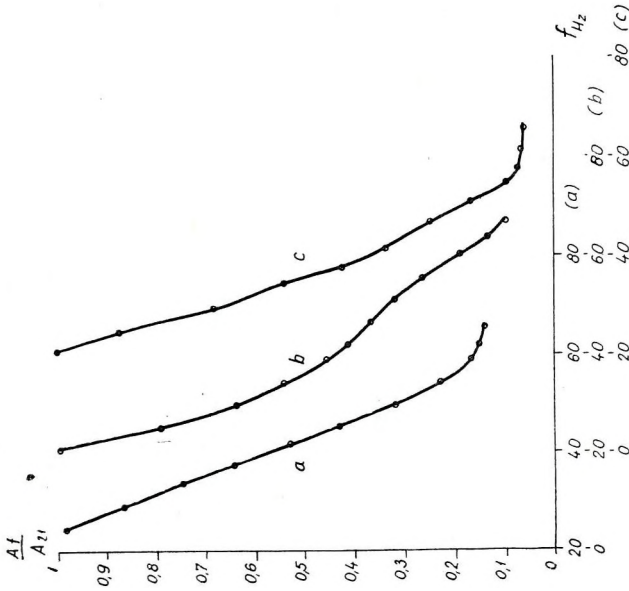
Az 5. ábrán bemutatjuk a 3 szeizmikus lyukfelvétel Fourier-analíziséből kapott és a regisztrálóberendezés amplitúdó-frekvencia karakterisztikájával korrigált szeizmikus hullám sebességamplitúdó spektrumait. A Fourier-analízist grafikus módszerrel végeztük (4). Az



4. ábra. Szeizmikus lyukfelvételek
(a) 1200 m, (b) 1300 m, (c) 1550 m



6. ábra. $\theta(f)$ összefüggés
(a) 1200 m, (b) 1300 m, (c) 1550 m. $M = \ln 10 = 2,325$



5. ábra. Szeizmikus hullám sebesség-amplitúdó-spektrumai
(a) 1200 m, (b) 1300 m, 1550 m.

adatokból kiszámított $\vartheta(f)$ összefüggést a 6. ábrán láthatjuk. Azt látjuk, hogy a pontok egyenes mentén oszlanak el. Ez azt jelenti, hogy a közetek abszorpció-tényezője a frekvencia első hatványával arányos. Ez egyezik a másutt közölt adatokkal (5). Az egyenes meredeksége osztva a távolsággal adja az átlagos abszorpció-tényezőt. Az 1200, 1300 és 1550 m mélységű felvételtől az átlagos abszorpció tényezőre $7,9 \cdot 10^{-5}$, $7,7 \cdot 10^{-5}$ és $7,7 \cdot 10^{-5}$ 1/Hz m érték adódik.

Tehát az átlagos abszorpció-tényezőnek $\alpha = 7,8 \cdot 10^{-5}$ 1/Hz m, vehető. 100 Hz-nél $\alpha = 0,0078$ 1/m. Felszíni homokos agyagban, refrakciós módszerrel meghatározott abszorpció-tényező 100 Hz-nél 0,012 1/m-el egyenlő (6, 7). A szeizmikus lyukfelvételtől meghatározott átlagos abszorpció-tényező kis értéke úgy magyarázható, hogy a kőzet abszorpció-tényezője a rá ható hidrosztatikus nyomás növekedése miatt csökken le.

Ha ezt a módszert használjuk az abszorpció-tényező meghatározására, figyelembe kell venni a következő hatásokat:

1. Az *interferencia hatása*. Ha a bemenő impulzussal egyúttal interferencia is bejön, és az interferáló hullámot *Fourier-integrál* formájában adjuk meg:

$$V_i(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} \Theta_i(n) e^{jn\tau} dn, \quad (34)$$

akkor a bemenő impulzus a sebességi hullámnak és interferáló hullámnak összege és így írható fel:

$$\begin{aligned} V_{be}(\tau) &= \int_{-\infty}^{\infty} \{ \Theta_v(n) + \Theta_i(n) \} e^{jn\tau} dn = \\ &= \int_{-\infty}^{\infty} \{ \vartheta_v(n) e^{i\varphi_v(n)} + \vartheta_i(n) e^{i\varphi_i(n)} \} e^{jn\tau} dn = \\ &= \int_{-\infty}^{\infty} \vartheta_{be}(n) e^{i\varphi_{be}(n) + jn\tau} dn \end{aligned} \quad (35)$$

$$\vartheta_{be}(n) = \{ \vartheta_v^2(n) + \vartheta_i^2(n) + 2\vartheta_v(n) \vartheta_i(n) \cos [\varphi_v(n) - \varphi_i(n)] \}^{1/2} \quad (36)$$

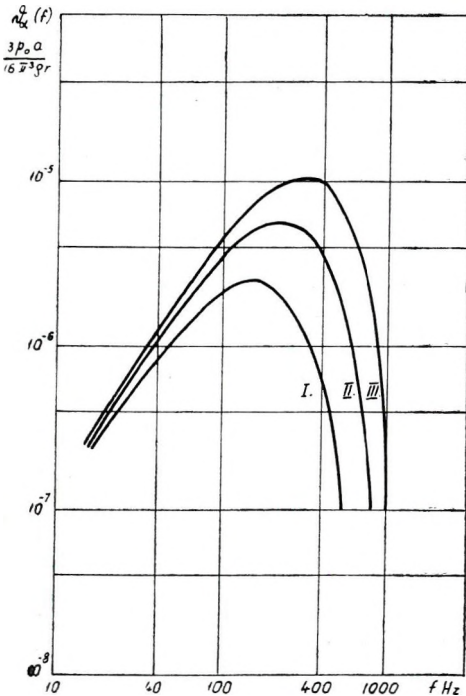
$$\varphi_{be}(n) = \arctg \{ [\vartheta_v \sin \varphi_v(n) + \vartheta_i \sin \varphi_i(n)] / [\vartheta_v \cos \varphi_v(n) + \vartheta_i \cos \varphi_i(n)] \}. \quad (37)$$

A (37) egyenletből látható, hogy ha $\vartheta(n) = \frac{1}{10} \vartheta_v(n)$, akkor $\vartheta_{be}(n) = 0,9 \cdot \vartheta(n)$ és $1,1 \cdot \vartheta(n)$ között van, azaz 10%-os hibája van. Tehát minél nagyobb az interferencia, annál jobban szétszóródnak $\vartheta(f)$ pontjai az egyenestől, és így a meghatározott abszorpció-tényezőnek nagy a hibája. Ezért interferenciás beérkezést nem analizálhatunk, tiszta beérkezésre van szükség.

2. A robbantó és felvételi pont közötti távolság meghatása. A két pont közötti távolságnak nagyoknak kell lennie (> 300 m), mert ha a két pont közötti távolság kicsi, akkor a regisztrálóberendezés pontosságának korlátozása miatt és a sebesség-spektrumnak alacsony frekvenciánál ($f < 500$ Hz) levő a frekvencia négyzetével arányos összefüggésének közelítősege miatt az abszorpció által létrejött spektrumváltozás nem pontosan, sőt egyáltalán nem különíthető el.

3. A talaj-geofon rezgő rendszerében levő rezonáns jelenség hatása (8. 9). Kísérletezéssel megállapították, hogy a geofon és a talaj rezonans rendszert alkot. Ennek a rendszernek karakterisztikája a talajfelület állapotától, a talaj rugalmasságától és sűrűségétől, a geofon súlyától és geofon alapterületének nagyságától függ. Szeizmikus lyukfelvételnél a nagy nyomás miatt feltételezhetjük, hogy a talaj-geofon rezgő rendszerében levő rezonáns jelenség majdnem megszűnik. Így karakterisztikája vízszintes egyenes lesz. Tehát ezt a hatást figyelmen kívül hagyhatjuk.

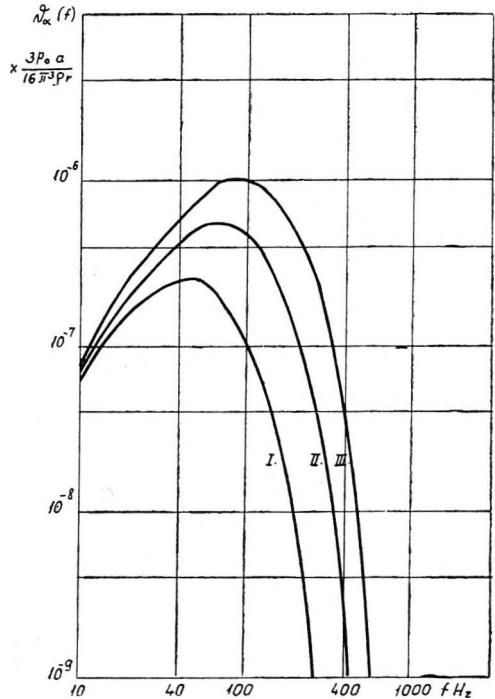
4. A regisztráló berendezés karakterisztikájának hatása. Ha feltételezzük, hogy a geofon—erősítő—galvanométer-rendszer lineáris,



7. ábra. $\vartheta_a(f)$ összefüggés 100 m terjedési távolságon

I. $\kappa = 1,5 \cdot 10^{-4}$ 1/Hz, m, II. $\kappa = 10^{-4}$ 1/Hz, m, III. $\kappa = 0,75 \cdot 10^{-4}$ 1/Hz, m

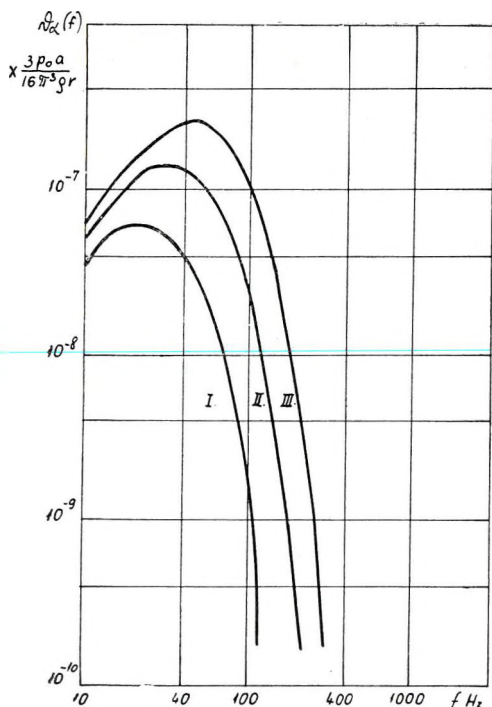
$$\left(\omega = 2\pi \cdot 10^3, m = \frac{1}{2} \cdot l = 2 \right)$$



8. ábra. $\vartheta_a(f)$ összefüggés 300 m terjedési távolságon

I. $\kappa = 1,5 \cdot 10^{-4}$ 1/Hz, m, II. $\kappa = 10^{-4}$ 1/Hz, m, III. $\kappa = 0,75 \cdot 10^{-4}$ 1/Hz, m.

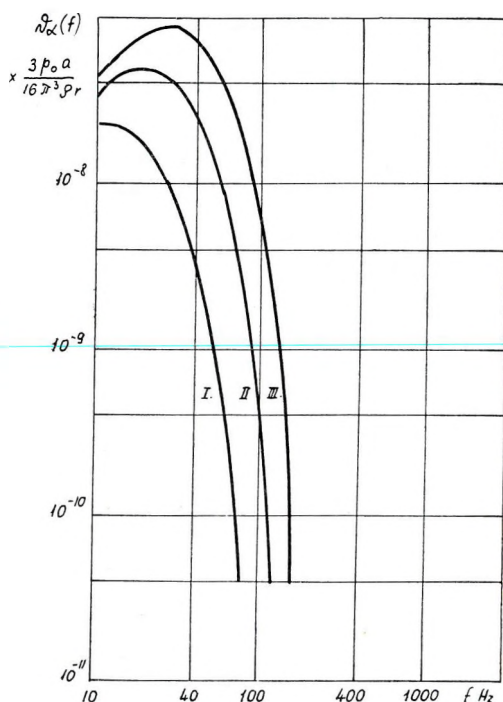
$$\left(\omega = 2\pi \cdot 10^3, m = \frac{1}{2} \cdot l = 2 \right)$$



9. ábra. $\vartheta_\alpha(f)$ összefüggés 600 m terjedési távolságon

I. $\kappa = 1,5 \cdot 10^{-4}$ 1/Hz, m, II. $\kappa = 10^{-4}$ 1/Hz, m, III. $\kappa = 0,75 \cdot 10^{-4}$ 1/Hz, m.

$$\left(\omega = 2\pi \cdot 10^3, m = \frac{1}{2}, l = 2 \right)$$



10. ábra. $\vartheta_\alpha(f)$ összefüggés 1000 m terjedési távolságon

I. $\kappa = 1,5 \cdot 10^{-4}$ 1/Hz, m, II. $\kappa = 10^{-4}$ 1/Hz, m, III. $\kappa = 0,75 \cdot 10^{-4}$ 1/Hz, m.

$$\left(\omega = 2\pi \cdot 10^3, m = \frac{1}{2}, l = 2 \right)$$

akkor a rendszer átviteli karakterisztikája csak a frekvenciától függ. Ha a bemenő impulzus:

$$V_{be}(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} \Theta_v(n) e^{in\tau} dn = \int_{-\infty}^{\infty} \vartheta_v(n) e^{i\varphi_v(n) + in\tau} dn, \quad (38)$$

akkor a kimenő impulzus:

$$V_{\kappa}(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} A(n) \vartheta_v(n) e^{i\varphi(n) + i\varphi_v(n) + in\tau} dn, \quad (39)$$

ahol $A(n)$ és $\varphi(n)$ a regisztrálóberendezés amplitúdó- és fáziskarakterisztikája. A (39) egyenletből látható, hogy a hullám formája változik és *Fourier*-analizálással nem $\vartheta_v(n)$ -et, hanem $A(n) \vartheta_v(n)$ -et kapjuk. Tehát a regisztrálóberendezés amplitúdó-frekvencia karakterisztikájával korrigálni kell a kapott eredményt.

A 7—10. ábrán mutatjuk be $\vartheta_a(f)$ összefüggést 100, 300, 600 és 1000 m terjedési távolságon, vagyis 50, 150, 300 és 500 m mélységre nézve a következő egyenlet szerint:

$$\vartheta_a(f) = e^{-\kappa r} \vartheta_0(f). \quad (40)$$

$\kappa = 1,5 \cdot 10^{-4}, 10^{-4}, 0,75 \cdot 10^{-4}$ 1/Hz, m paraméterrel.

$\vartheta_0(f)$ -et pedig $\omega = 2\pi \cdot 10^3$, $m = \frac{1}{2}$ és $l = 2$ adatokkal számítottuk ki.

4. A szeizmikus hullám domináns frekvenciájának változása a terjedési távolsággal és összefüggése a szeizmikus kutatás felbontási képességével

A 7—10. ábrákon látható, hogy a szeizmikus hullám domináns frekvenciája a terjedési távolság növekedésével mindig alacsonyabb frekvencia felé tolódik el. A (25) egyenletből következtethetjük, hogy a robbanó ponttól elég nagy távolságban (> 100 m) a szeizmikus hullám domináns frekvenciája csak a közet abszorpciós tényezőjétől függ, és nem függ a közet terjedési sebességétől, mert különböző sebességű közegben a sebességi spektrumnak a frekvencia négyzetével arányos összefüggése mindig fennáll. Ennek a spektrumnak a formáját csak az abszorpció változtatja meg. De a robbanó ponttól kis távolságon (50 m) a szeizmikus hullám domináns frekvenciája nagyon függ a közet terjedési sebességétől. Persze nem tekinthetünk el attól, hogy nagyobb sebességű közetnek általában kisebb az abszorpció-tényezője.

100 m-nél nagyobb terjedési távolságon levő szeizmikus hullám domináns frekvenciája abszorpciós közegben a következő egyenlet szerint határozható meg:

$$\vartheta_a(f) = \frac{c}{r} f^2 e^{-\kappa r f}. \quad (29a)$$

Ha a frekvencia szerint deriváljuk a fenti egyenletet, és a kapott deriváltat nullával tesszük egyenlővé, akkor megkapjuk a szeizmikus hullám domináns frekvenciáját, a terjedési távolság függvényében, az abszorpció-tényező paramétere mellett. Így:

$$\frac{d \vartheta_a(f)}{df} = \frac{c}{r} (2 - \kappa r f) f e^{-\kappa r f} = 0$$

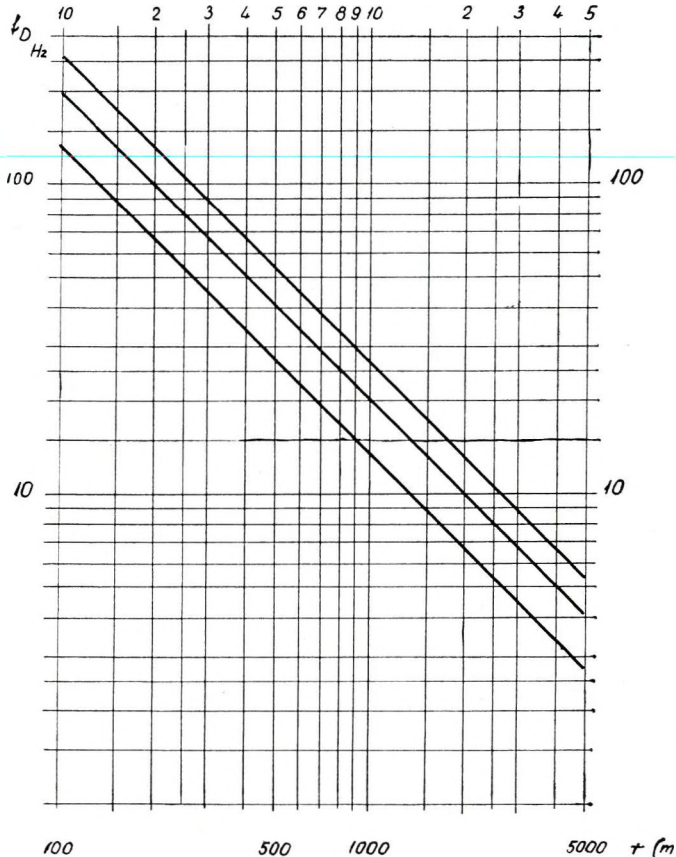
$$f_D = \frac{2}{\kappa r}, \quad (41)$$

$$\text{vagy} \quad \lg f_D = \lg \frac{2}{\kappa} - \lg r. \quad (41a)$$

A (41a) egyenletből adódik, hogy kétszeres logaritmikus koordináta-rendszerben a szeizmikus hullám domináns frekvenciája a terjedési távolságnak lineáris függvénye és a közet abszorpciós tényező értékének

változásával az egyenes csak önmagával párhuzamosan eltolódik, de a meredeksége nem változik.

A 11. ábrában látható, hogyan változik a szeizmikus hullám domináns frekvenciája a terjedési távolsággal három abszorpció tényező értéknél.



11. ábra. $f_D(\gamma)$ összefüggés

I. $\alpha = 1,5 \cdot 10^{-4}$ 1/Hz, m, II. $\alpha = 10^{-4}$ 1/Hz, m, III. $\alpha = 0,75 \cdot 10^{-4}$ 1/Hz, m.

A szeizmikus kutatás felbontási képessége főleg a regisztrált szeizmikus hullám komponenseinek frekvenciájától függ. Következőekben csak a reflexió módszer felbontási képességét tárgyaljuk.

A szeizmikus felbontási képesség jellemzésére bevezetjük a következő alapparamétert (6):

ΔH_{\min} két határfelület minimális mélységkülönbsége, amelynél mindkét határra vonatkozó megfelelő hullámok külön követhetők, vagyis az interferenciás területen kívül esnek, korrelálhatók. Minél

kisebb a ΔH_{\min} , annál nagyobb a felbontási képesség. Tehát a ΔH_{\min} reciproka a felbontási képességet jellemzi.

Egyszerűség kedvéért tételezzük fel, hogy a reflexiós beérkezés formája közelítőleg szinuszos, T periódussal és a beérkezés időtartama $\tau = nT$, ahol n a hullám T periódusainak a száma. A következőkben adott n és T mellett meghatározzuk, hogy milyen nagyoknak kell lennie a két reflexiós határ közötti mélységkülönbségnek, hogy két-két megfelelő reflexiós hullám ne interferáljon a felvételen. Definíció szerint két reflexiós hullám beérkezési időkülönbségének nagyobbnak vagy legalábbis egyenlőnek kell lennie τ -val, az első reflexiós hullám időtartamával.

Azaz

$$\Delta t = \frac{\sqrt{x^2 + 4H_2^2}}{V_2} - \frac{\sqrt{x^2 + 4H_1^2}}{V_1} = \frac{\sqrt{x^2 + 4(H_1 + \Delta H)^2}}{V_2} - \frac{\sqrt{x^2 + 4H_1^2}}{V_1} \leq \tau, \quad (42)$$

ahol x , a robbantó- és felvevőpont közötti felszíni távolság. H_1 és H_2 az 1. és 2. reflexiós határfelületmélysége és ΔH , a különbségük. V_1 és V_2 a felszín és az 1. ill. 2. reflexiós határfelület között levő kőzetek átlagos sebessége (12. ábra).

Ha ΔH elég kicsi, akkor $V_1 \approx V_2 = V$ és

$$\Delta t = \frac{\sqrt{x^2 + 4H_2^2} - \sqrt{x^2 + 4H_1^2}}{V} = \frac{\sqrt{x^2 + 4(H_1 + \Delta H)^2} - \sqrt{x^2 + 4H_1^2}}{V} \leq \tau. \quad (43)$$

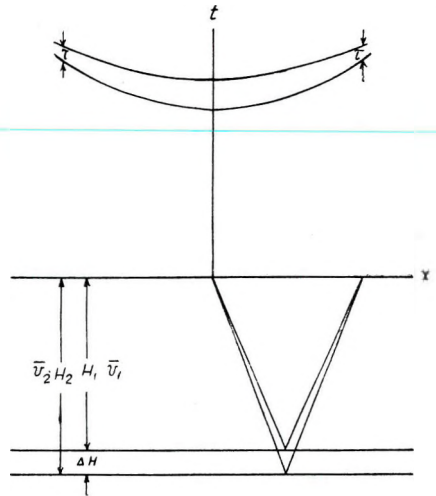
Ha x szerint megoldjuk a (42) egyenletet, akkor

$$x \leq \frac{1}{2\tau V} \sqrt{[4(2H_1 + \Delta H)^2 - (\tau V)^2] [4(\Delta H)^2 - (\tau V)^2]} \quad (44)$$

(43) egyenlethől látható, hogy csak amikor

$$\Delta H \geq \frac{\tau V}{2} \quad (45)$$

akkor van (43) egyenletnek fizikai értelme, vagyis csak amikor $\Delta H > \frac{\tau V}{2}$, akkor észlelhető a felszínen a robbantóponttól a (43) egyenlet szerint



12. ábra

meghatározott x távolságban két egymással nem interferáló reflexiós hullám. Tehát az ideális minimális mélységkülönbség

$$\Delta H_{\min} = \frac{\tau \bar{V}}{2}. \quad (46)$$

Ha ΔH szerint megoldjuk (42) egyenletet, akkor

$$\Delta H \geq \frac{1}{2} \sqrt{4H_1^2 + 2\tau V \sqrt{4H_1^2 + x^2} + (\tau V)^2} - H_1. \quad (47)$$

A (47) egyenletből látható, hogy a minimális mélységkülönbség a regisztrált hullám időtartamától, az átlagos sebességtől, a felső reflektáló mélységtől és a robbantó- és felvevőpont közötti felszíni távolságtól függ.

Ha $x = H_1$ és $\tau \bar{V} \ll H_1$, akkor (46) egyenletből kapjuk:

$$\Delta H \geq 1,13 \frac{\tau \bar{V}}{2}.$$

Általában x nem nagyobb mint H_1 és ha figyelembe vesszük, hogy $\tau \bar{V}$ nem teljesen elhanyagolható H_1 -hoz képest, akkor ΔH_{\min} , a két reflektáló határfelület minimális mélységkülönbsége $\frac{\tau V}{2}$ és $1,2 \frac{\tau \bar{V}}{2}$ között van, ha nincs más interferenciáló hullám, azaz

$$\frac{\tau \bar{V}}{2} < \Delta H_{\min} < 1,2 \frac{\tau \bar{V}}{2} \quad \text{vagy} \quad \frac{n \bar{V}}{2f} < \Delta H_{\min} < \frac{1,2 n \bar{V}}{2f}, \quad (48)$$

vagyis

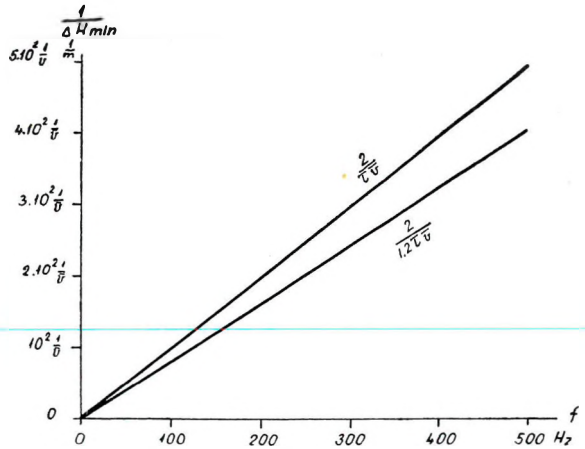
$$\frac{2f}{1,2 n V} < \frac{1}{\Delta H_{\min}} < \frac{2f}{n V} \quad (48a)$$

és minél nagyobb H_1 , annál kisebb érték felé tolódik ΔH_{\min} .

A 13. ábrán feltüntetjük (48a) az összefüggést a frekvencia függvényében, sebesség paraméterrel az $n = 2$ feltétel mellett. 100 Hz-nél 2000 m/sec sebességű közegben ΔH_{\min} 20 és 24 m között van. A (48) egyenletből látható, hogy a felbontási képesség $\left(\frac{1}{\Delta H_{\min}} \right)$ regisztrált hullám frekvenciájával arányos és a terjedési sebességgel fordítva arányos.

A szeizmogramon regisztrált hullám domináns frekvenciája nem képviseli a terjedő hullám igazi domináns frekvenciáját, mert ezt a talajgeofon rezgő rendszer karakterisztikája és a regisztrálóberendezés karakterisztikája lényegesen módosítja.

A szeizmogramon regisztrált hullám domináns frekvenciája a következőképpen határozható meg. Ha a talajgeofon rezgő rendszer karakterisztikáját $\vartheta_\beta(f)$ -fel és a regisztrálóberendezés karakterisztikáját $\vartheta_\gamma(f)$ -fel jelöljük, akkor $\vartheta_\alpha \cdot \vartheta_\beta \cdot \vartheta_\gamma$ spektrum maximumának frekvenciája a szeizmogramon regisztrált hullám domináns frekvenciája. Legyen a talajgeofon rezgő rendszer karakterisztikája egy vízszintes vonal, azaz $\vartheta_\beta(f) = C_1$, ahol C_2 konstans, és a regisztrálóberendezés karakterisztikája a regisztrált hullám frekvencia-területén egy egyenes, amelynek meredeksége b_γ db/okt. A regisztrálóberendezés karakterisztikája akkor ezen frekvenciatartományban így írható:



13. ábra. $\frac{1}{\Delta H_{\min}}$ ingadozása a frekvencia függvényében, sebesség paraméterrel ($n = 2$)

$$\lg \frac{\vartheta_\gamma(f)}{\vartheta_\gamma(f_0)} = \frac{b_\gamma}{20} 2 \lg \frac{f}{f_0} = \frac{b_\gamma}{20} \lg 2 \cdot \lg \frac{f}{f_0} \quad (49)$$

ahol f_0 az egyenes kezdőpontjának megfelelő frekvencia és $\vartheta_\gamma(f_0)$ az f_0 -nak megfelelő karakterisztika amplitúdója. (A (49) egyenletből kapjuk

$$\vartheta_\gamma(f) = \vartheta_\gamma(f_0) \cdot \left(\frac{f}{f_0}\right)^{\frac{b_\gamma}{20} \cdot \frac{1}{\lg 2}} = \vartheta_\gamma(f_0) \left(\frac{f}{f_0}\right)^{0,166 b_\gamma} \quad (50)$$

A (29) és (50) egyenletekből kapjuk, hogy

$$\vartheta_\alpha \cdot \vartheta_\beta \cdot \vartheta_\gamma = \frac{c c_1}{r} \vartheta_\gamma(f_0) \left(\frac{f}{f_0}\right)^{0,166 b_\gamma} f^2 \cdot e^{-\kappa r f} = \frac{C_2}{r} f^{(2 + 0,166 b_\gamma)} e^{-\kappa r f} \quad (51)$$

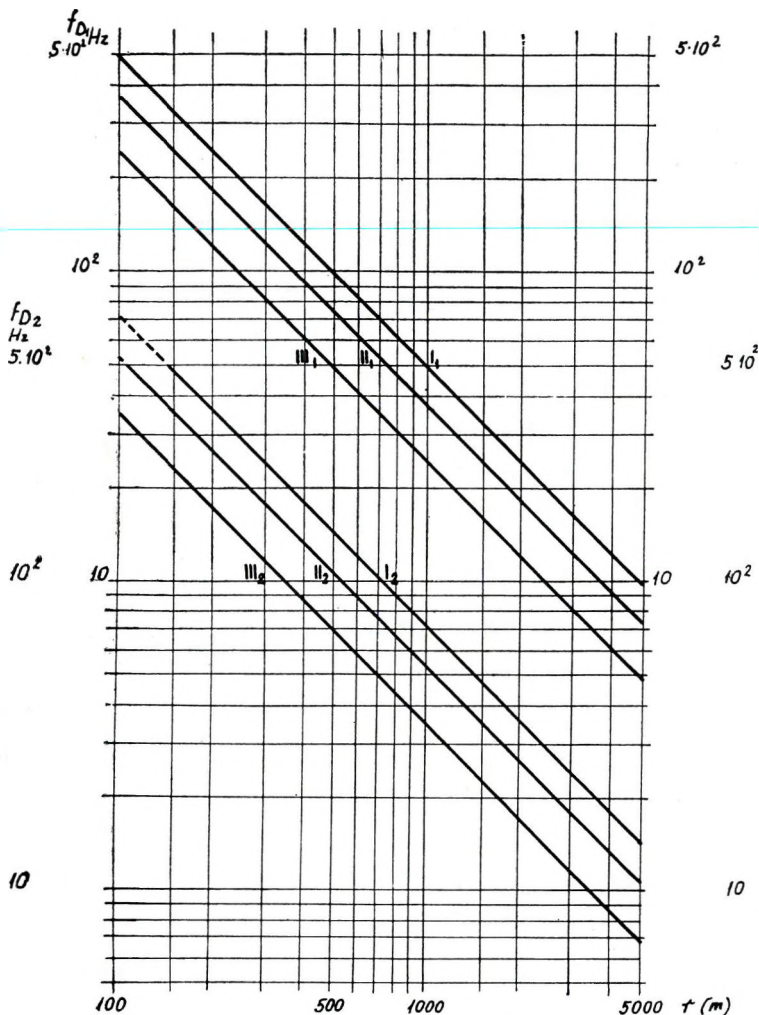
ahol C_2 egy konstans;

$$\frac{d \vartheta_\alpha \cdot \vartheta_\beta \cdot \vartheta_\gamma}{df} = \frac{c^2}{r} (2 + 0,166 b_\gamma - \kappa r f) f^{(1 + 0,166 b_\gamma)} e^{-\kappa r f} = 0$$

$$f_D = \frac{2 + 0,166 b_\gamma}{\kappa r} \quad (52)$$

vagyis
$$\lg f_D = \lg \frac{2 + 0,166 b_\gamma}{\kappa} - \lg r \quad (52a)$$

Megjegyezzük, hogy az f_0 frekvenciának a regisztrálóberendezés karakterisztikájának egyenes szakaszába kell esnie.



14. ábra. $f_D(r)$ összefüggés

$$f_{D_1}(\gamma)\text{-nál } b_{\beta} = 0 \text{ db/okt } \quad b_{\gamma} = 10 \text{ db/okt.}$$

$$f_{D_2}(\gamma)\text{-nál } b_{\beta} = 0 \text{ db/okt } \quad b_{\gamma} = 20 \text{ db/okt}$$

$$I. \alpha = 1,5 \cdot 10^{-4} \text{ 1/Hz, m, II. } \alpha = 10^{-4} \text{ 1/Hz, m, III. } \alpha = 0,75 \cdot 10^{-4} \text{ 1/Hz, m.}$$

Az (52a) egyenletből azt láthatjuk, hogy kétszeres logaritmikusan koordináta-rendszerben a szeizmikus hullám legkedvezőbb regisztrálható frekvenciája a terjedési távolságnak lineáris függvénye és az x

és b_γ értékeinek változásával az egyenes csak önmagával párhuzamosan eltolódik, de a meredeksége nem változik.

A 14. ábrában bemutatjuk a szeizmikus hullám legkedvezőbben regisztrálható frekvenciáját a terjedési távolság függvényében, három α érték mellett, azokkal a feltevésekkel, hogy a talaj-geofon rezgő rendszer karakterisztikájának meredeksége $b_\beta = 0$ db/okt és a regisztrálóberendezés karakterisztikájának meredeksége $b_\gamma = 10$ és 20 db/okt.

Ha a talaj-geofon rendszer karakterisztikája nem vízszintes, hanem rezonancia lép fel és a rezonans frekvencia magas, akkor ugyanazzal a regisztrálóberendezéssel az ábrán feltüntetett frekvenciáknál nagyobb frekvenciájú komponenseket regisztrálnak a legjobban. A talajgeofon rendszer rezonans frekvenciája 300 Hz körül vagy ez alatt van. Így a gyakorlatban általában a talaj-geofon rezgő rendszer karakterisztikája miatt az ábrán feltüntetett frekvenciáknál nagyobb frekvenciájú komponenseket kapunk.

Nagyobb vagy kisebb abszorpciós közegben a regisztrált hullám frekvenciája kisebb vagy nagyobb lesz. Tehát nagyfrekvenciájú szeizmika csak arra a területre alkalmas, ahol kisebb abszorpciós közetek vannak. Persze a robbantó anyag mennyiségét is figyelembe kell vennünk, hogy az azzal gerjesztett szeizmikus hullám megfelelő frekvenciájú komponensének amplitúdója nagyobb legyen, mint a regisztrálóberendezés érzékenysége.

IRODALOM

- [1] *Sharpe, A.*: The Production of Elastic Waves by Explosion Pressures. I. Theory and Empirical Field observations. *Geophysics* VII. No. 3. 144–154. 1942.
- [2] *Wilbur, I. — Duvall*: Strain-wave Shapes in Rock near explosions, *Geophysics* XVIII. No. 2. 310–323. 1953.
- [3] *Cole, R. H.*: Underwater explosions. Princeton University Press, Princeton, New Jersey, 1948.
- [4] *Волин А. П. — Гольцаан Ф. М.* „Практическое руководство по использованию графоаналитического метода частотного анализа сейсмических волн”. Вопросы динамических теорий распространения сейсмических волн. Сборник П. ЛГУ, 1959.
- [5] *Mc. Donal, F. J. — Mills. R. L. — Sengbusch R. L. — van Nostrand R. B. and White. J. E.*: Attenuation of Shear and Compressional waves in Pierre shale. *Geophysical Prospecting* VI. No. 4. 407–507. 1958.
- [6] *Берзон И. С.* „Высокочастотная сейсмика”, Издательство АН СССР, Москва, 1957.
- [7] *Василье Ю. И.* „Об определении поглощения сейсмических волн”, Известия АН СССР, серия геофизическая, № 4. 1951. 31–32.
- [8] *Washburn, H. — Wiley, H.*: The Effect of the placement of a seismometer on its Response Characteristics. *Geophysics*. VI. No. 2. 116–131. 1941.
- [9] *Пасечник И. П.* „Результаты экспериментального изучения резонансных явлений в колебательной системе почва-сейсмограф”. Известия АН СССР, серия геофизическая, № 3. 1952, 34–37.

L. САБАДВАРИ

ОБ ОПЫТАХ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИХ РАБОТ, ПРОВЕДЕННЫХ В МОНГОЛИИ ПРИ БУРЕНИИ ВОДОРАЗВЕДОЧНЫХ СКВАЖИН

В 1958—1959 г. г. в Монголии, в районе пустыни Гоби и в окружающих ее полупустынных местностях венгерской экспедицией проводились буровые работы для выявления глубокозалегающих водоносных слоев.

В районах, где геологическое строение потребовало предварительного проведения геоэлектрических работ, заложение скважин осуществлялось по данным последних. Результаты геоэлектрических работ позволяют разделить типичные водоносные структуры Монголии на четыре группы. Сопоставляя результаты геоэлектрического метода с данными бурения, а также с результатами промыслово-геофизических работ, можно судить о том, на какие из различных типов водоносных структур целесообразно заложить скважины и на каких это не представляется экономным.

Наконец дается описание условий анизотропий отдельных осадочных толщ Монголии и на примерах иллюстрируются факторы, влияющие при проведении геоэлектрических работ на точность определения водоносных структур.

L. SZABADVÁRY

GEOELECTRICAL EXPLORATION EXPERIENCES WITH THE LOCATION OF WATER-WELLS IN MONGOLIA

In 1958 and 1959, a Hungarian expedition was working in Mongolia, in the Gobi desert and in the surrounding halidesert regions detecting deep seated water bearing layers by means of rotary drillings.

The location of the drillings was made on the base of previous geoelectric measurements in case the geological structure of the subsoil made it necessary. According to the results of the geoelectric measurements the typical water-bearing structures of Mongolia can be arranged in four groups. Having compared the data of the geoelectric measurements and those of the drillings made hereafter as well as the geophysical bore-hole loggings one can draw conclusions concerning the question, which of the types of the water-bearing structures would be suitable to locate drillings there and which are where drilling wouldn't be economical.

At last, the anisotropic conditions of some of the sedimentary strata of Mongolia are dealt with and it is demonstrated by several examples how the accuracy of the determination of the water-bearing structures by means of geoelectric measurements is influenced by the factors involved.

A kézirat 1960. március 1-én érkezett.

A GEOELEKTROMOS KUTATÁS TAPASZTALATAI A MONGOLIAI VÍZFÚRÁSOK TELEPÍTÉSÉNÉL

SZABADVÁRY LÁSZLÓ

Az 1958—59. évben magyar fúrásai, geofizikai és geológus szakértőkből álló expedíció dolgozott Közép- és Dél-Mongóliában, ahol a Góbi-sivatagban, valamint az ezt övező mongol pusztákon mélyített le vízfúrásokat. Az expedícióban egy geoelektromos csoport is dolgozott, mely felszíni ellenállásméréseket végzett azokon a területeken, ahol a fúrás kitűzése a felszíni morfológia alapján nehézségekbe ütközött. A fúrások egymástól távol, 50—200 km-re feküdtek, így a geoelektromos mérések sem folytak nagyobb, összefüggő területen, hanem csak a tervezett fúrások környékén, 10—50 km² nagyságú körzetben.

A geoelektromos mérések nagyobb része az Ulan-Batortól *D*-re 120 km-re kezdődő, közelítően 300 km széles és 500 km hosszú terület-sávon folyt (1. ábrán sűrű vonalkázással jelölt terület). E területen helyezkedik el Közép-Góbi tartomány, valamint a Központi, Kelet-Góbi és Uburhangaj tartomány egyes részei. Itt 30 területen 256 ponton folyt geoelektromos altalajvizsgálat. Az utóbb említett három tartomány egyéb helyein is voltak mérések, ezek azonban nem jelentősek (7 területen 64 pont).

Közép- és Dél-Mongólia 1000—1600 m magasan fekvő fennsík, ahol az eruptív kőzetek (helyenként metamorf kristályos pala) előfordulása az uralkodó. Az eruptív kőzet sok helyütt a felszínen van, máshol csak 50—150 m vastagságú üledékes rétegsor takarja. Aránylag ritkák azok a nagy kiterjedésű medencék, ahol az eruptív kőzet nagyobb mélységbe süllyed, s több száz méter vastag a rátelepült üledékes rétegsor.

Az alábbi tanulmány ismerteti Közép-Mongólia jellemző víztároló-szerkezeteit, s a geoelektromos mérések eredményét összeveti a lemélyített fúrás földtani (és mélyfúrásai geofizikai) adataival.*

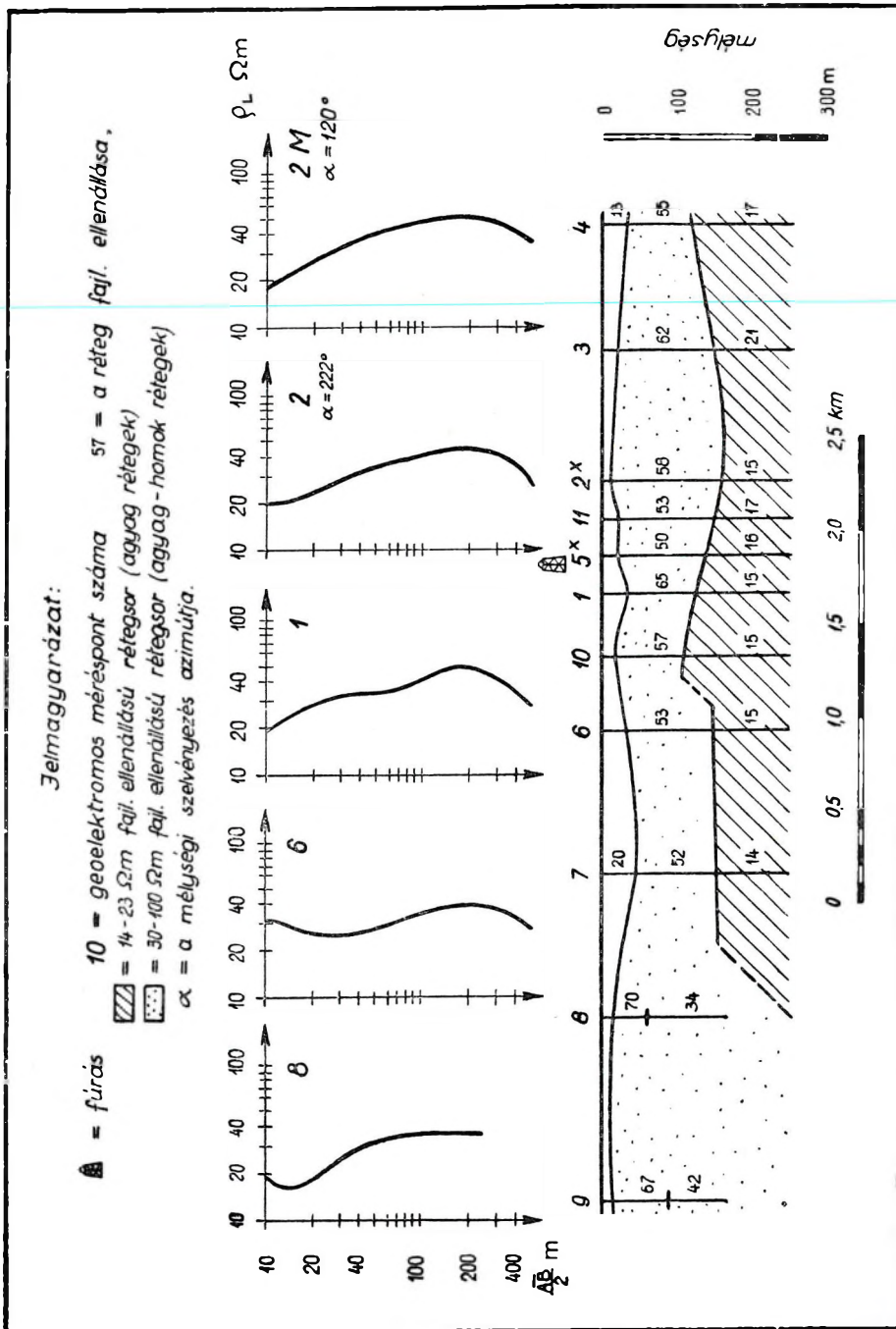
1. Nagyobb medencék középső részén elhelyezkedő területek a medencét határoló hegységtől távol fekszenek. A medencék néhány száz, ritkábban néhány ezer km² kiterjedésűek. Altalajuk több száz m vastagságú üledékes rétegsorból áll.

Egyik jellegzetes települési formája, amikor az üledékes rétegek két rétegsorra** oszlanak. Ezek között az éles határ geoelektromos mérésekkel jól kimutatható.

Pl. a Kelet-Góbi tartományban fekvő Narandabrahinusz környékén van ilyen ezer km²-nél nagyobb medence (2. ábra). Altalaja az említett két rétegsorra oszlik, felszínközelsben 30—100 ohm ellenállású, alatta 14—23 ohm ellenállású rétegsor található. Utóbbi elhelyezkedése

* A fúrás és a fúrásban végzett geofizikai mérés adatait *Alföldi László* geológus, *Dankházi Gyula* geofizikus és *Pataki Nándor* fűrómérnök bocsátotta rendelkezésemre.

** Mongóliában nagy vastagságú, izotróp üledékes rétegek ritkán fordulnak elő. A geoelektromosan jelentkező rétegek általában erősen anizotrópok, néhány m vastag agyag-, homok-, kavicsstb. rétegek váltakozó sorából állanak. A szerző ezért használja a „rétegsor” kifejezést geoelektromos vonatkozásban is.



2. ábra. Geoelektromos rétegszelvény Naranbadrahnusz falu környékén (A+-tel jelzett pontokon a mélységi szelvényezést két azimutban végezték.)

nem egyenletes. A terület \bar{E} -i részén 200 m-nél nagyobb mélységben helyezkedik el. A középső részén két vetővel magasabbra kerül, a D -i részén már csak 100—150 m mélységben fekszik. A fúrást ide a D -i részre telepítettük, a feküregtsor*** alkotta bemélyedés \bar{E} -i oldalán, ahol a geoelektromos mérések 137 m mélységben mutatták ki a feküregtsort.

A fúrás ugyanezt a rétegsort 114,4 m mélységben harántolta (el-térés —16%). Adatai azt mutatták, hogy a felszínközeli 30—100 ohmm ellenállású rétegsorban 1—10 m vastagságú agyagrétegek váltakoznak ugyanilyen vastagságú homokrétegekkel. Az agyag-homokrétegek aránya közel azonos, a rétegsor összvastagságának 60%-a az agyag-, 40%-a a homokréteg. A 14—23 ohmm ellenállású feküregtsorban fúrás csak agyagot harántolt.

Vízadó homokrétegek a két rétegsor határán helyezkedtek el, a 30—100 ohmm ellenállású rétegsor legalsó szintjén. A kisebb mélységben fekvő homokrétegek nem tartalmaztak vizet. A fúrás vízhozama 100 l/perc.

A Naranbadrahinuszhoz hasonló területeken négy fúrást mélyítettek le, melyek közepes vízhozamúak lettek (50—120 l/perc). A területek általában változó volt, egyes helyeken a feküregtsor lencsésen helyezkedett el, más helyen a felszínközeli 30—100 ohmm ellenállású rétegsor keményebb kőzetekből állt, a homok helyett homokkő, az agyag helyett argillit rétegek jelentek. A vízadó rétegek általában nagyobb mélységben (80—150 m) helyezkednek el.

2. Nagyobb medencék és az ezt határoló eruptív hegység találkozásánál fekvő területekre sokszor kell fúrást telepíteni, mivel Mongóliában gyakori ilyen helyen az emberi település. A hegység megóvja a falut a hideg szelektől, a medencékben pedig az állatállomány talál legelőket. A medencét határoló hegység rendszerint több száz méterrel magasabb a medence szintjénél. A medence szélén az eruptív hegység a felszín alá süllyed, s a medence irányában egyre vastagabb üledékes rétegsor takarja.

Vízfúrás telepítésénél a medencét övező és a medence üledékes rétegsora alatt elhelyezkedő eruptív kőzet, vízadás szempontjából nem vehető tekintetbe. Mongólia csapadékszegény területein az eruptív kőzet hasadékaiiban összegyűlő nagyobb mennyiségű víz ritka, s az ilyen hasadék-víz feltárására lemélyített fúrás gyakran meddő. Ugyanakkor a medence szélén, az üledékes rétegsorban gyakran található bővízü homok, kavics stb. rétegek. Ezért a fúrást mindig a medence üledékes rétegeire célszerű telepíteni.

A nagy medencék szélén gyakori az olyan altalajszerkezet, ahol az alaphegység a medence szélén fokozatosan süllyed a mélybe, és a medence irányában, az üledékes rétegsor alatt 50—200 m mélységben több kilométeres szakaszon keresztül megtalálható.

*** A tanulmányban feküregtsorként szerepel minden olyan kőzet, mely a geoelektromos kutatás alapján a talajviztárolás szempontjából számbajövő rétegek feküjét képezi. Pl. adott esetben a 14—23 ohmm ellenállású rétegsor képezi a feküt.

Pl. ilyen a Közép-Góbi tartományban fekvő Cagán-Delger falu környéke. A falu eruptív hegység oldalában fekszik, nagy kiterjedésű medence szélén (3—4. ábra). A medence irányában a hegység a felszín alá süllyed, s fokozatosan egyre mélyebbre kerül. Felszín alatti része enyhe dőlésű. A medencében 3 km-es szakaszon 100—200 m mélységben közel vízszintes teraszt alkot, és csak ezután süllyed mélyebbre. Az alaphegység ellenállása 200—400 ohmm. Ettől élesen elüt a rátelepült három üledékes réteg ellenállása, mely 6—7 ohmm, 10—15 ohmm és 40—100 ohmm. Az üledékes rétegek települése zavart. A nagy kiterjedésű, 10—15 ohmm ellenállású rétegek lencseszerűen települ az említett másik két réteg. Ezek közül különösen az 1. pontnál található, 6—7 ohmm ellenállású lencsére kellett figyelemmel lenni, mivel erre a feltehetően erősen agyagos lencsére nem célszerű a fúrás telepítése. A fúrást a 10—15 ohmm ellenállású rétegsorra telepítették a 4. ponton. Itt a geoelektromos mérések 140 m mélységben mutatták ki az alaphegység alkotta teraszt.

A 123 m mélységű fúrás 110 m mélységig agyag, agyagos tufa rétegeket harántolt. Vízáadó kavicsréteg 113—121 m mélység határok között jelentkezett, vízhozama 100 l/perc.

A nagy medencék szélén fekvő területeken gyakran fordult elő olyan altalajszerkezet is, ahol az eruptív alaphegység nem fokozatosan süllyed a mélybe, hanem meredek vetővel hirtelen több száz méter mélységbe zuhan. Míg az előbbi, fokozatosan süllyedő alaphegység fölött az üledékes rétegek nyugodt, közel vízszintes településűek, addig az utóbbi vetős településnél az üledékes rétegek zavart elhelyezkedésűek, és meredek dőlésűek.

Fúrás telepítésénél a fokozatosan süllyedő szerkezet kedvezőbb. Ha az üledékes rétegsor kis mélységben fekvő homokrégei nem is tartalmaznak vizet, az alaphegység közelében fekvő homok, törmelékretek akkor is nagy mennyiségű rétegvizet adnak. Azok a területek, melyeknél az eruptív hegység meredek vetővel zuhan a mélybe, fúrás telepítésére valamivel kedvezőtlenebbek. A zavart településű üledékes rétegek között a határ elmosódott, a rétegsoron belül sok esetben geoelektromosan nem is határozható meg a több réteg. Az eddigi tapasztalat szerint a rétegsor akkor tartalmaz vízáadó homokréteget, ha ellenállása nagyobb 10—15 ohmm-nél, s megbízhatóan kimutatható, hogy ez a nagyobb ellenállás nem az agyagrégegekbe ágyazott eruptív törmelék hatása.

A nagy medencék szélén fekvő területeken 7 fúrás lemélyítésére került sor. Ezek vízhozama valamivel kisebb volt, mint a medencék középső részén telepített fúrásoké (30—100 l), de minden esetben meghaladja a 30 l/perc vízhozamot, ami jelenleg Mongóliában a gazdaságosan működtethető vízfúrás teljesítményének alsó határa. A medencék szélén a vízáadó rétegek általában kisebb mélységben helyezkednek el (35—120 m).

Nagyobb medencékben végzett geoelektromos méréseknél figyelemmel kell lennünk az üledékes rétegek nagy anizotrópiájára. A medencék középső részében előforduló 30—100 ohmm-es, homok-agyagrégekből álló rétegsor anizotrópiája igen nagy, fúrásokon végzett számítások alapján $\lambda = 1,6 \pm 20\%$. Ugyanakkor a 14—22 ohm ellenállású, anyag-

rétegekből álló fekürétegsor anizotrópiája a normálisnak megfelelő: $\lambda = 1,15 \pm 10\%$. A medencék szélén fekvő területeken az üledékes rétegsor anizotrópiája csak közelítően volt meghatározható, λ értéke 1,2–1,5 között ingadozott.

A nagyobb medencék területén végzett geoelektromos mérések pontossága általában kielégítő volt. Bár az egyes területeken fordultak elő olyan pontok, ahol a rétegek inhomogenitása, esetleg vetők zavaró hatása miatt a pontosság korlátozott, ezek száma nem jelentős, s megfelelően telepített ponthálózat segítségével a zavart területeket el lehetett különíteni.

Pl. Naranbadrahinusz környékén a fúrásponton a 14–22 ohmm ellenállású fekürétegsor alkotta bemélyedés csapásában s erre merőlegesen végeztük a mélységi szelvényezést (2–5. ábra). A két mélységszelvényezési görbe (5. ill. 5M) középső szakasza kissé eltér egymástól, ennek ellenére a fekürétegsort mindkettő közel azonos mélységben határozta meg. (Az anizotrópiával korrigált mélység 133 m, ill. 141 m, az eltérés 5%. A két görbe kiegyenlítőszámítással meghatározott kiértékelési pontatlansága $\pm 18\%$. Cagan-Delger környékén a fúrásponton az eruptív alapkőzet csapásában és erre merőlegesen mértünk (6. ábra). A két mélységszelvényezési görbe itt látszólag jó egyezést mutat (4, ill. 4M); ennek ellenére az anizotrópiával korrigált két mélység eléggé eltér egymástól: 120, ill. 140 m. Oka ennek az, hogy a „4M” jelölésű görbe végső szakaszát egy felszínközeli eruptív kőzetnyúlvány torzította.

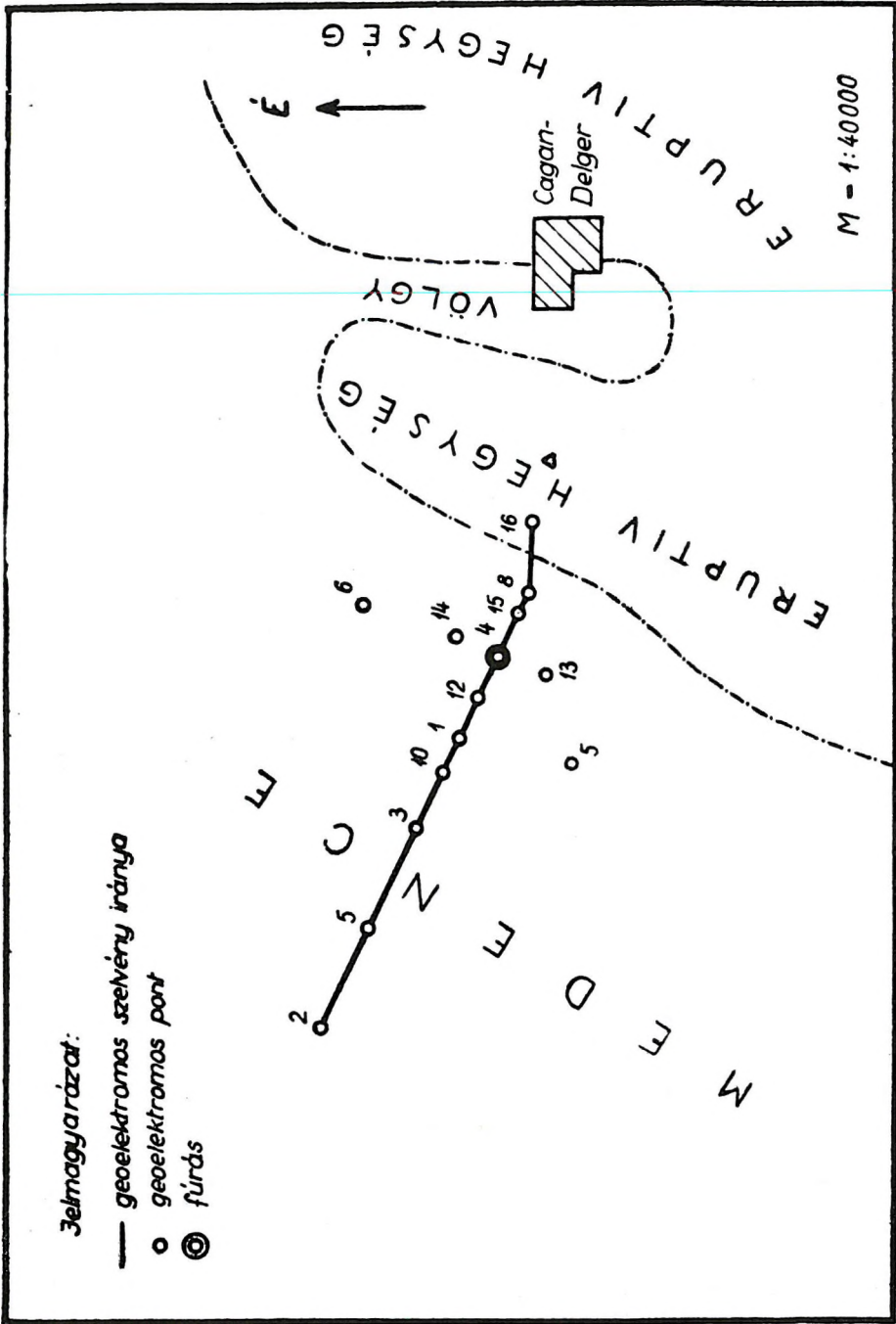
3. Magasabb hegység völgyeiben fekvő területeken az eruptív kőzetek előfordulása az uralkodó. Az üledékes rétegek völgyekben helyezkednek el, kiterjedésük néhány 10 km², vastagságuk 30–110 m.

Pl. A központi tartományban fekvő Baján Barat falu kisebb völgy oldalában helyezkedik el (7., 8., 9. ábra). A völgy kiterjedése 30 km², vízgyűjtőterülete 250 km². Nagy részén a 200–400 ohmm ellenállású eruptív kőzet a felszínen, ill. felszínközeli helyezkedik el. Az üledékes rétegsor kiterjedése kicsi (6 km²), vastagsága változó (15–80 m); lencseszerűen helyezkedik el az eruptív alapkőzetben, melytől ellenállása (30–60 ohm) élesen elüt. A fúrás helye az üledékes lencse kivastagodásánál (3 pont) lett kijelölve. Itt a geoelektromos mérések az alaphegységet 61 m mélységben határozták meg.

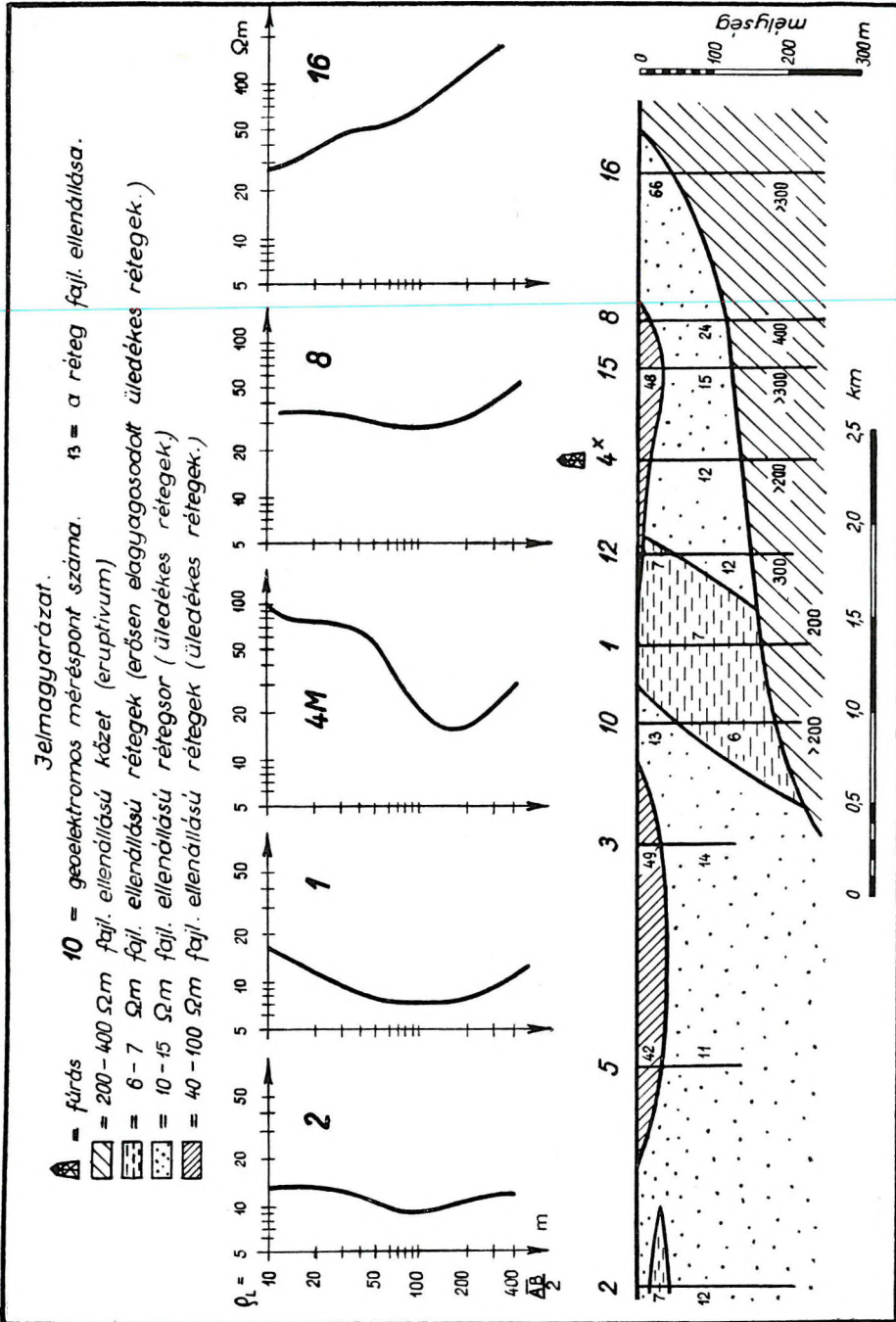
A 47 m mélységű fúrás, agyag-, kavics-, konglomerátrétegeket harántolt. A vízadó réteg laza konglomerát volt, mely 33,6–36,2 mélységhatárok között fekszik. A fúrás vízhozama 47 l/perc.

Néha a vízfúrássra olyan völgyben is szükség volt, mely a hegyvidék szélén helyezkedik el, és medencébe torkollik. Pl. Szajin Cagán falu fekszik ilyen völgyben, mely 700 km² nagyságú medencébe torkollik (10., 11., 12., 13. ábra). A völgy nagysága 15 km², vízgyűjtő területe 100 km².

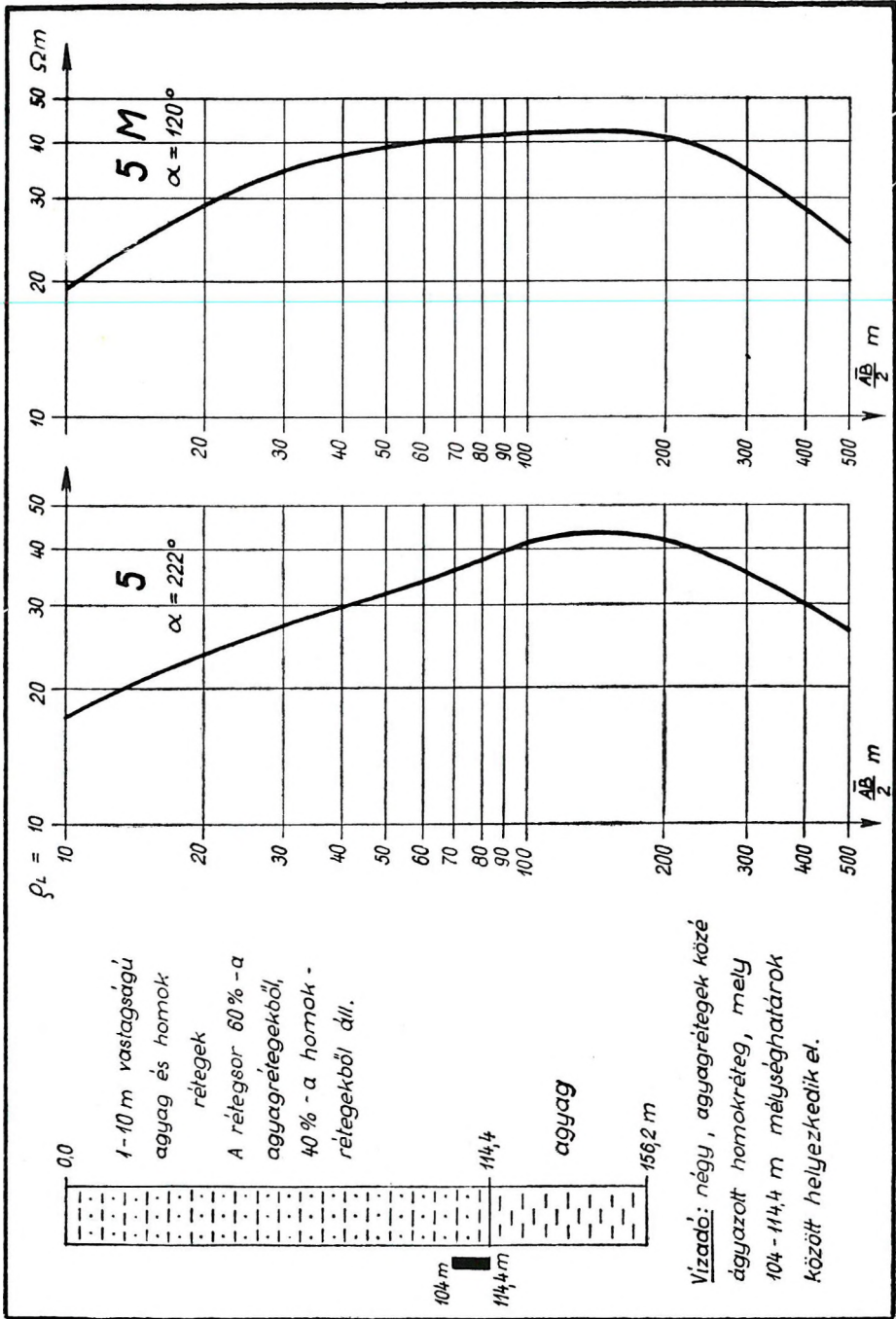
A völgy két oldalán a 800–1500 ohmm ellenállású eruptív kőzet a felszínen van. Magában a völgyben 20–60 ohmm ellenállású üledékes rétegsor található. Kiterjedése 10 km², legnagyobb vastagsága 110 m. A medencében az üledékes rétegek nagy kiterjedésűek, s 110 m-nél vastagabbak. A medence szélén már mélyítették le két fúrást, az itt fekvő



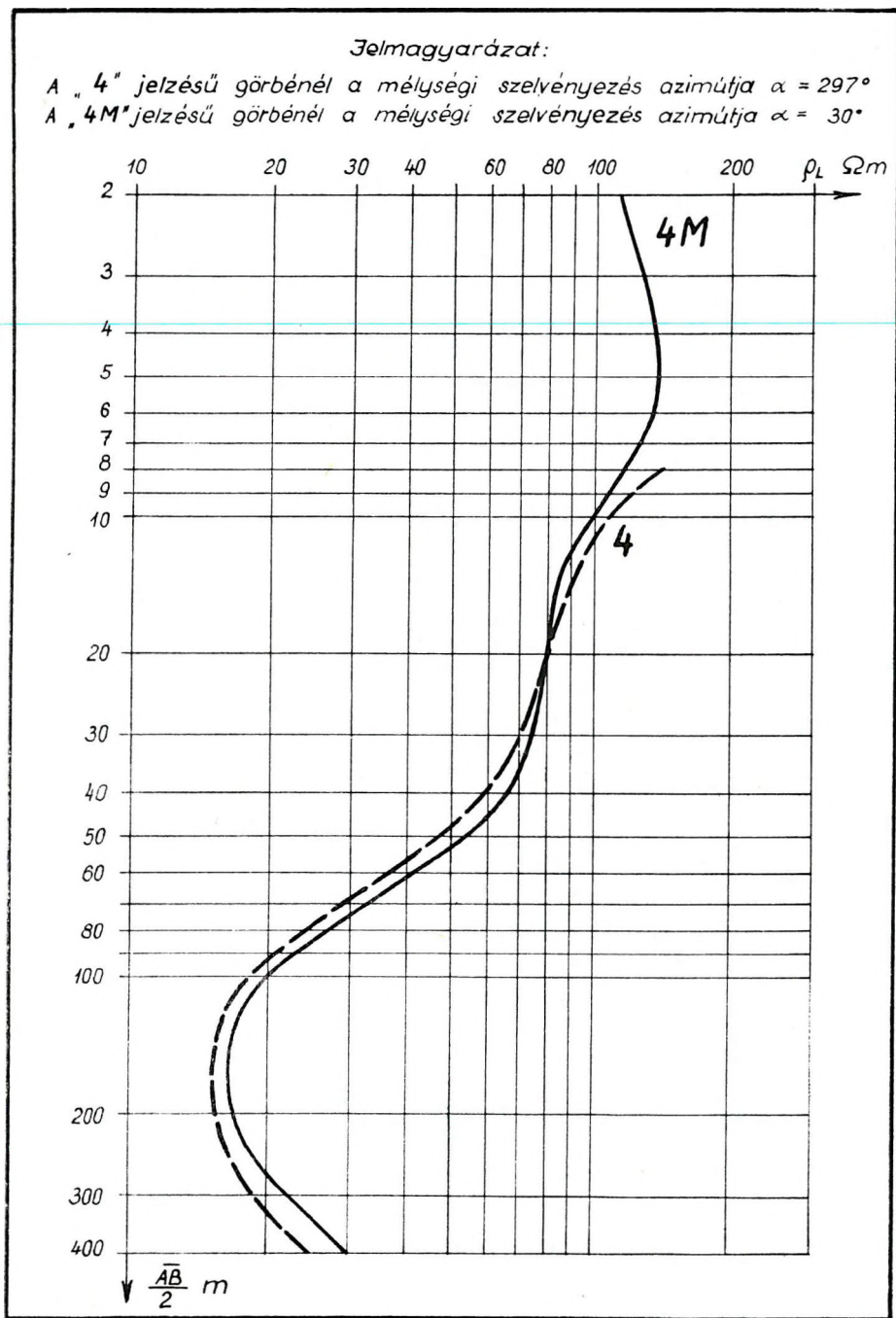
3. ábra. A geoelektromos mérések helyszínrajza Cagán-Delger falu környékén



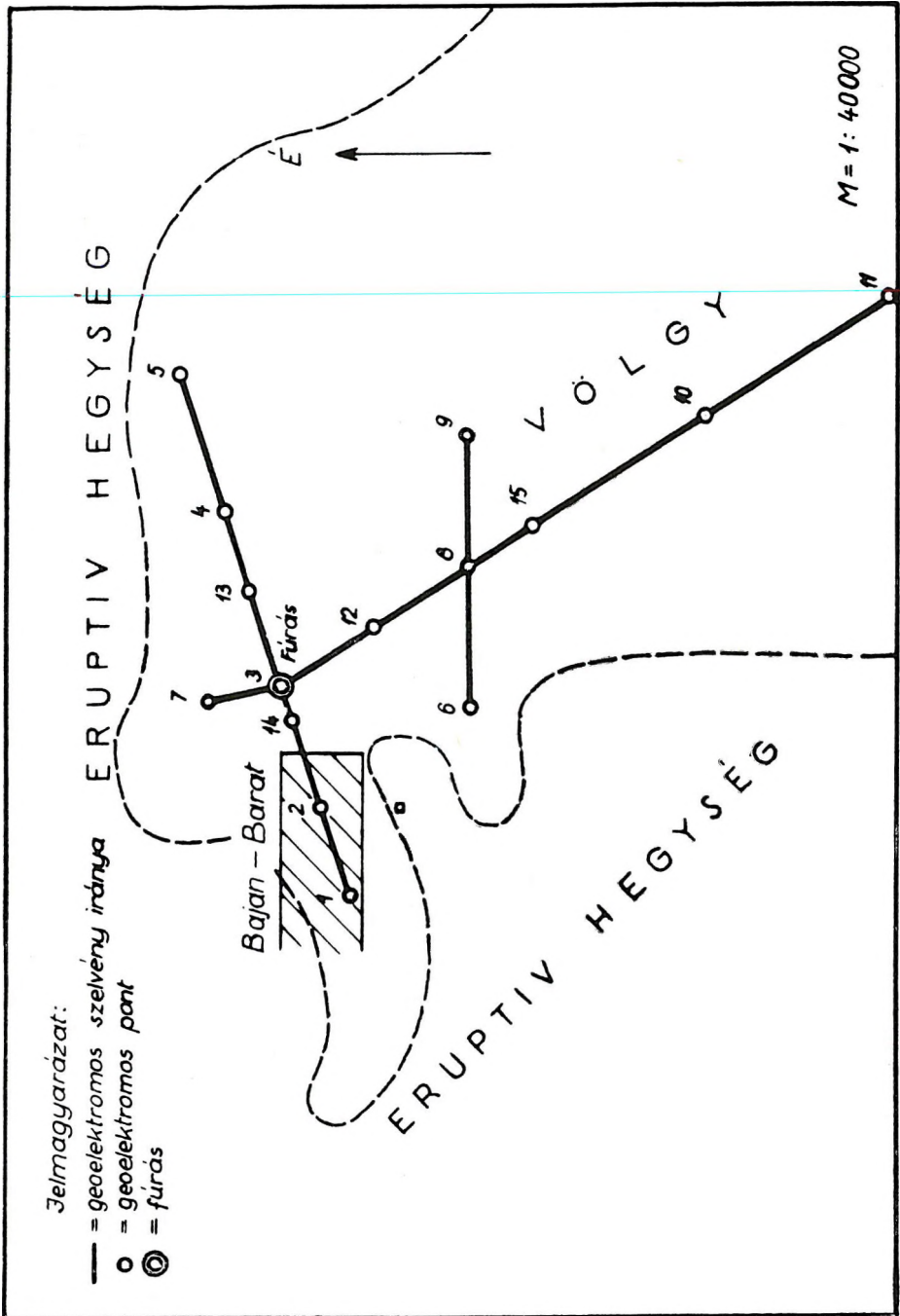
4. ábra. Geoelektromos rétegszelvény Cagán-Delger falu környékén (A⁺-tel jelzett pontokon a mélységi szelvényezést két azimutban végezték.)



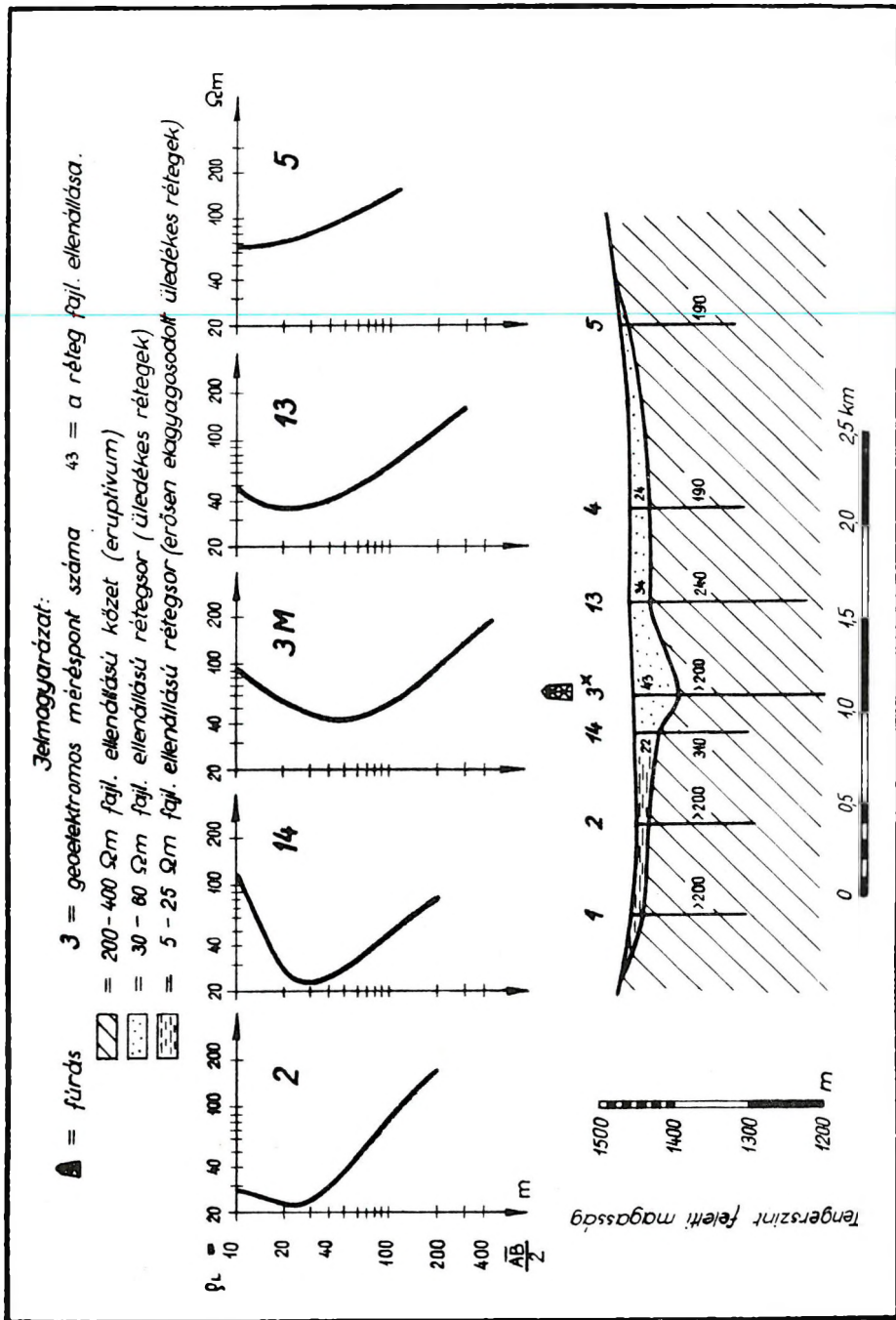
5. ábra. Az 5. ponton lemélyített fúrás szelvénye és a ponton mért két mélységi szelvénygörbe Naranbadrahinusz falu környékén (A fúrás földtani szelvénye a mélyfúrás geofizika adataival helyesbített. A mélységi szelvénygörbéknel σ a mélységi szelvényezés azimutja.)



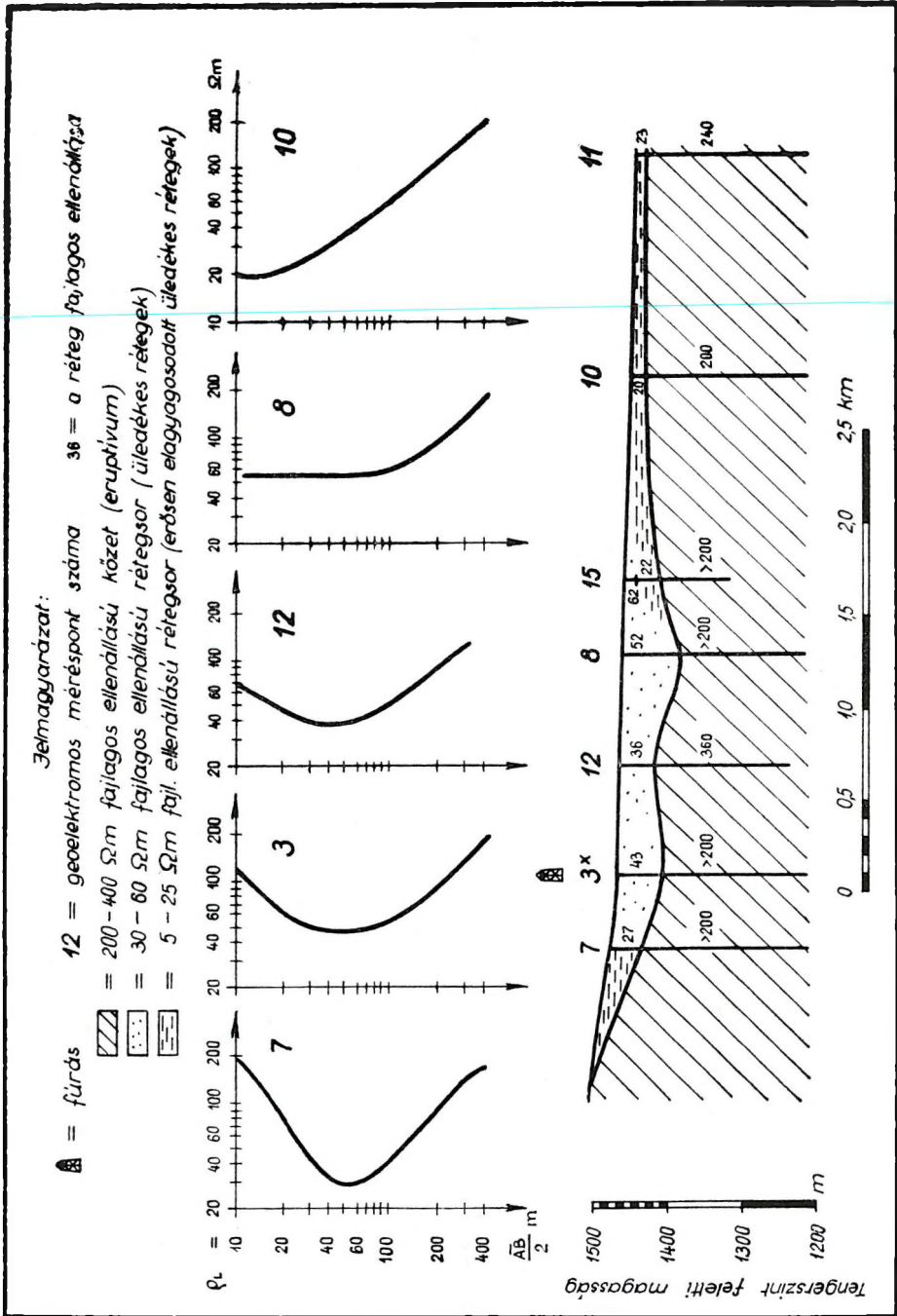
6. ábra. A 4. ponton (fúrásponton) mért két mélységi szelvénygörbe Cagán-Delger falu környékén



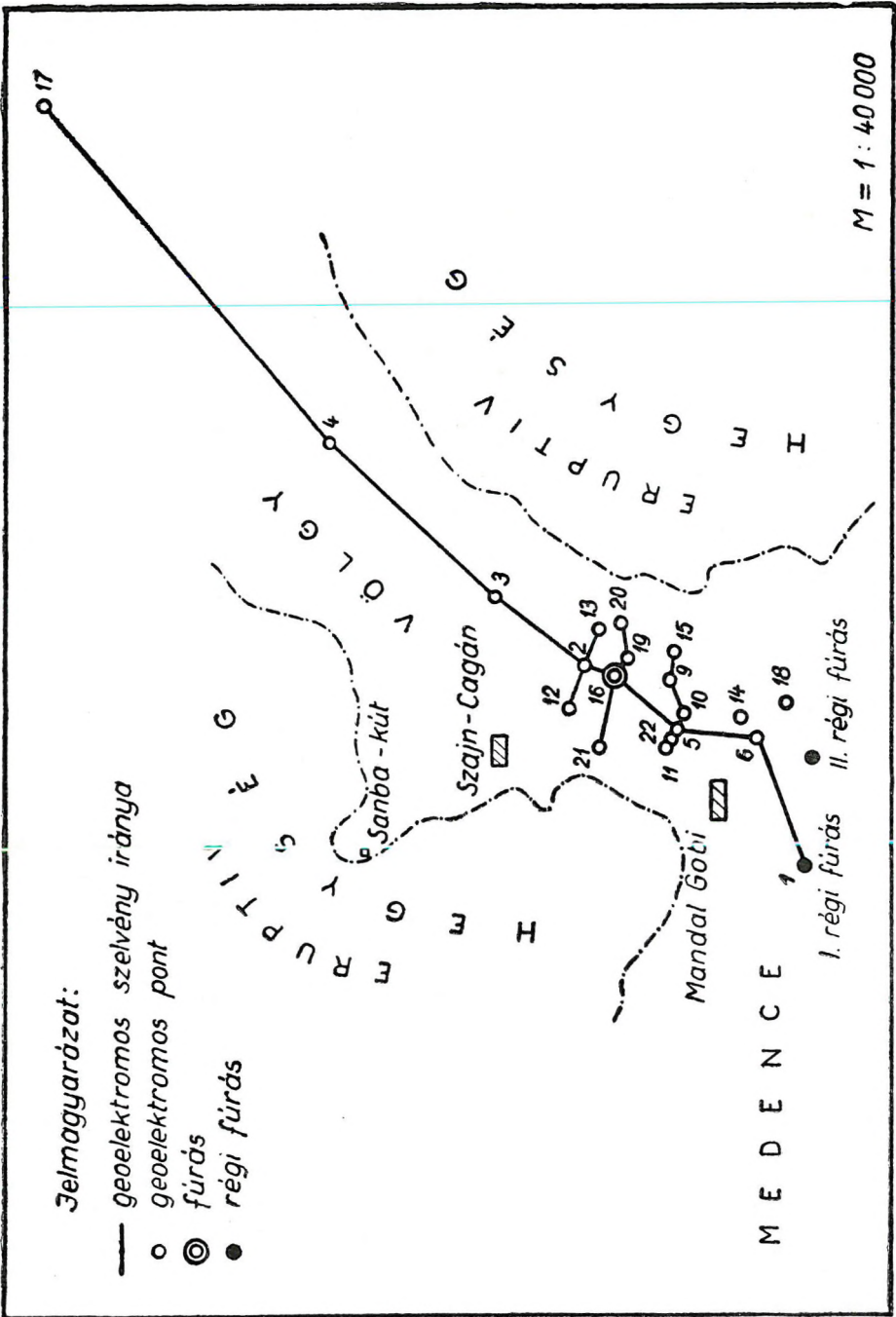
7. ábra. A geoelektromos mérések helyszínrajza Baján-Barát falu környékén



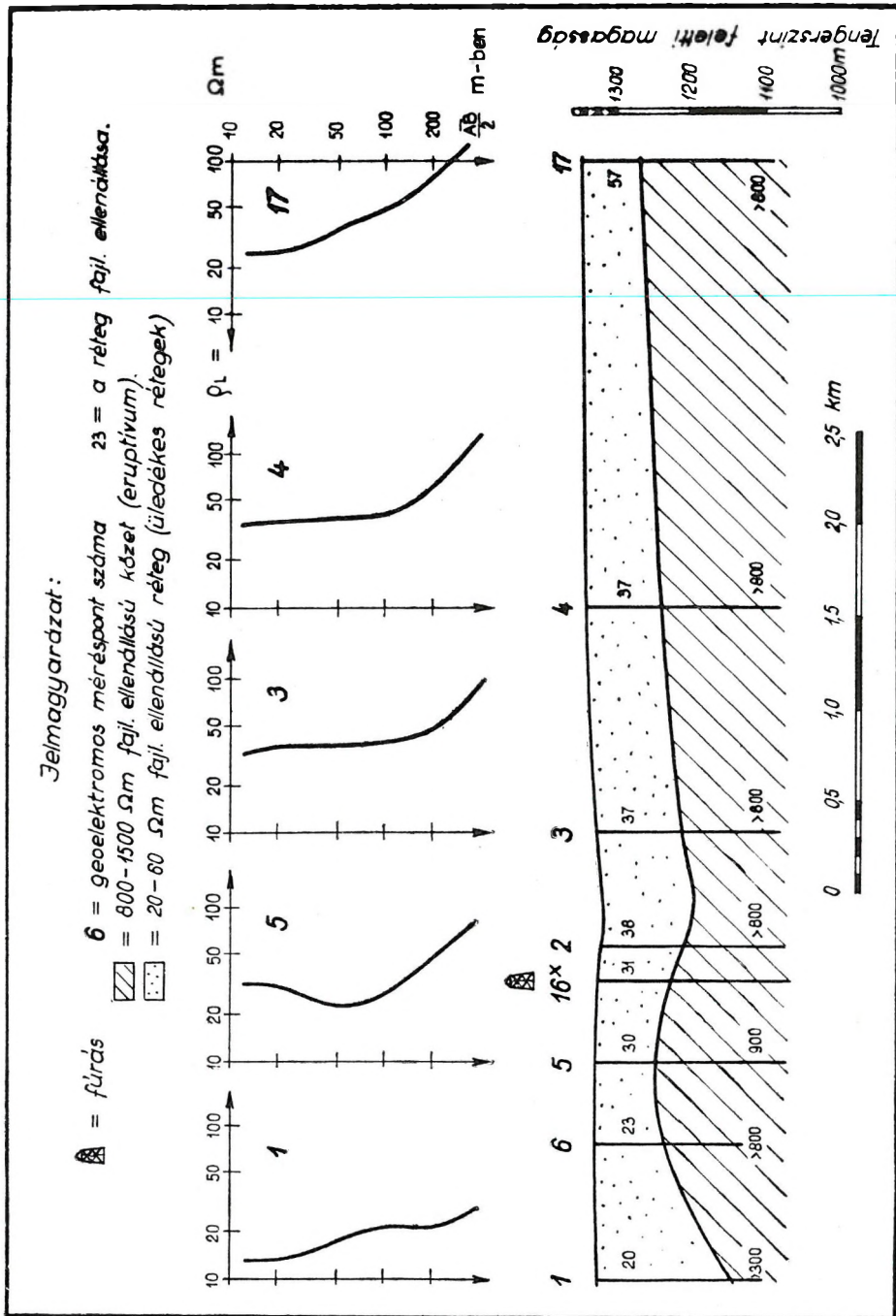
8. ábra. Geoelektromos rétegszelvény Baján-Barat falu környékén (A + -tel jelzett ponton a mélységi szelvényezést két azimutban végezték.)



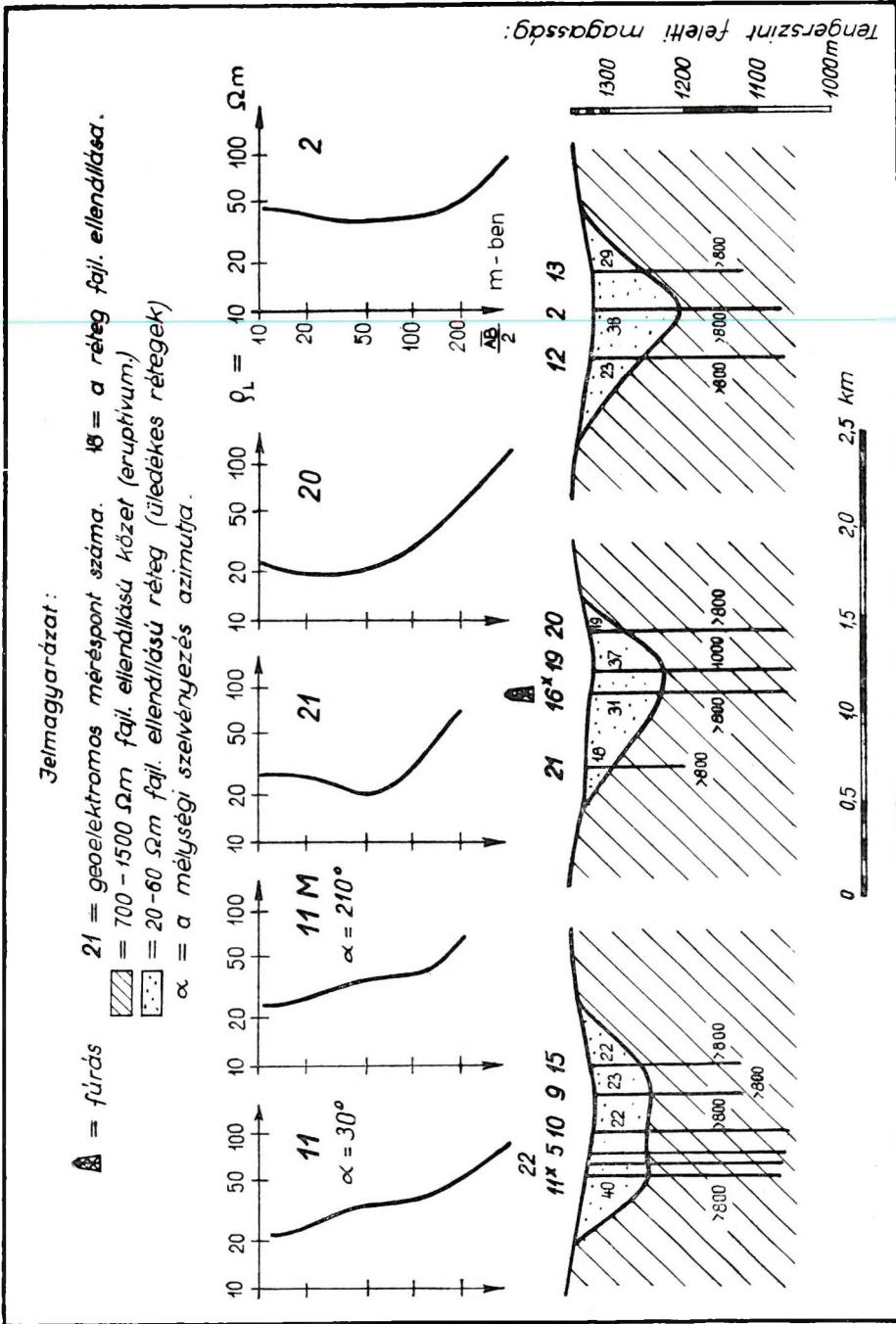
9. ábra. Geoelektromos rétegszelvény Baján-Barat falu környékén (A¹-tel jelzett ponton a mélységi szelvényezést két azimutban végezték.)



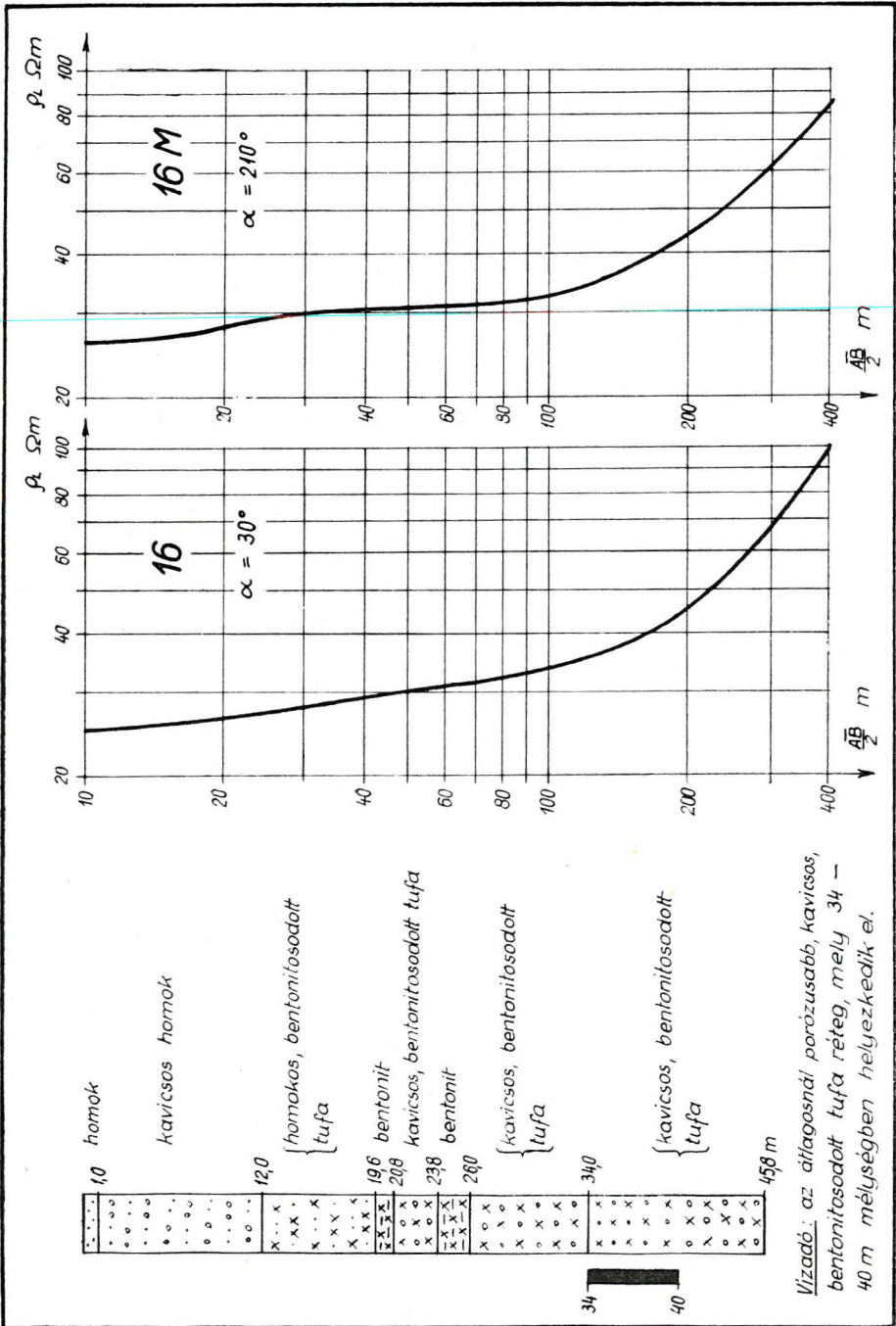
10. ábra. A geoelektromos mérések helyszínrajza Mandal-Góbi város és Szajin-Cagán falu környékén



II. ábra. Geoelektromos rétegszelvény Mandal-Góbi város és Szajno-Cagán falu környékén (A⁺-tel jelzett ponton a mélységi szelvényezést két azimutban végezték.)



12. ábra. Geoelektromos rétegszelvény Mandal-Góbi város és Szajn-Cagan falu környékén (A⁺-tel jelzett pontokon a mélységi szelvényezést két azimutban végezték.)



13. ábra. A 16. ponton lemélyített fúrás szelvénye és a ponton mért két mélységi szelvénygörbébe Szajta-Cagan falu környékén (A fúrás földtani szelvénye a mélyfúrás geofizikai adatait felhasználva készítették a mélységi szelvénygörbékét a mélységi szelvényezés azimutja.)

Mandal Góbi városban. Ennek adatai azt mutatták, hogy a medencében a vízadó rétegek szintje 57–61 m mélységben helyezkedik el. A völgy és a medence üledékes rétegsorát az eruptív kőzet felszín alatti gátja választja le egymástól. Ha figyelembe vesszük a fúrások tengerszint feletti magasságát és azt, hogy a medence rétegvizei nyomás alatt vannak, megállapítható, hogy a völgytorkolatban fekvő gát elhelyezkedése kedvező. Elég ahhoz, hogy ha a völgyben nincs elegendő talajvíz, akkor a medencéből a völgy vízadó rétegei utánpótlást kapjanak.

A fúrást a gát völgy felőli oldalára telepítették olyan helyen, ahol a geoelektromos mérések az alaphegységet 96 m mélységben mutatták ki. A 46 m mélységű fúrás homok, kavics, bentonitosodott tufarétegeket harántolt. Vizet az átlagosnál porózusabb tufarétegből kaptak, 34–40 m mélységben. A fúrás vízhozama 150 l/perc.

A hegyvidéki völgyekben telepített fúrások közül geofizikai szempontból megemlíthető a Központi tartományban, Baján Cagan falu mellett lemélyített fúrás, mely meddő lett (14., 15. és 16. ábra).

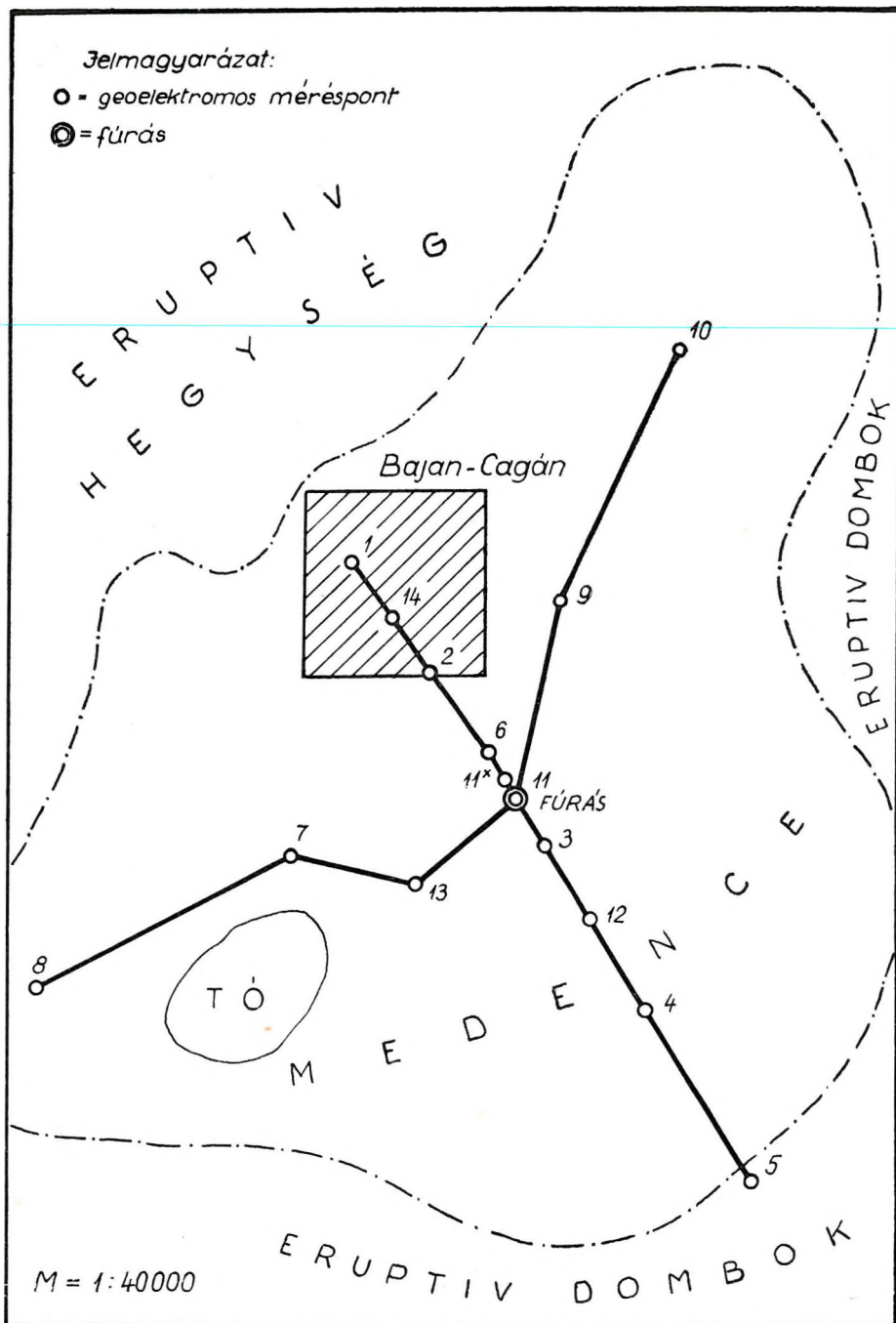
A falu 20 km² nagyságú medencében fekszik. A medencét 100–200 ohm ellenállású eruptív kőzet határolja, mely a medence minden oldalán meredek vetővel süllyed a mélybe. A medencében több száz m vastagságú, de ehhez képest kis kiterjedésű (6 km²) üledékes rétegsor helyezkedik el. Az üledékes rétegek két rétegsorra oszlanak. Felszínközélnél 5–30 ohm ellenállású, átlagosan 50 m vastagságú rétegsor található. Alatta 35–70 ohm ellenállású rétegsor fekszik, melynek vastagságát csak a medence közepén állapítottuk meg, ahol 315 m mélységig terjed.

Baján Cagan környékén a fúrás telepítése nehézségekbe ütközött. A medence szélén az eruptív kőzet túlságosan kis mélységben helyezkedett el ahhoz, hogy a fúrás biztosan harántoljon vízadó réteget. Ugyanakkor a medence közepén az eruptív alapkőzet túlságosan mélyen fekszik ahhoz, hogy a maximum 200 m mélységig lemélyítendő fúrás az alapkőzet fölött várható vízadó homok-, törmelékréteget elérje. Ezért szükségmegoldásképpen a fúrást a 11 ponton mélyítették le, azzal a feltételezéssel, hogy a két üledékes rétegsor határán vagy a fekü-rétegsorban települnek vízadó homokrétegek.

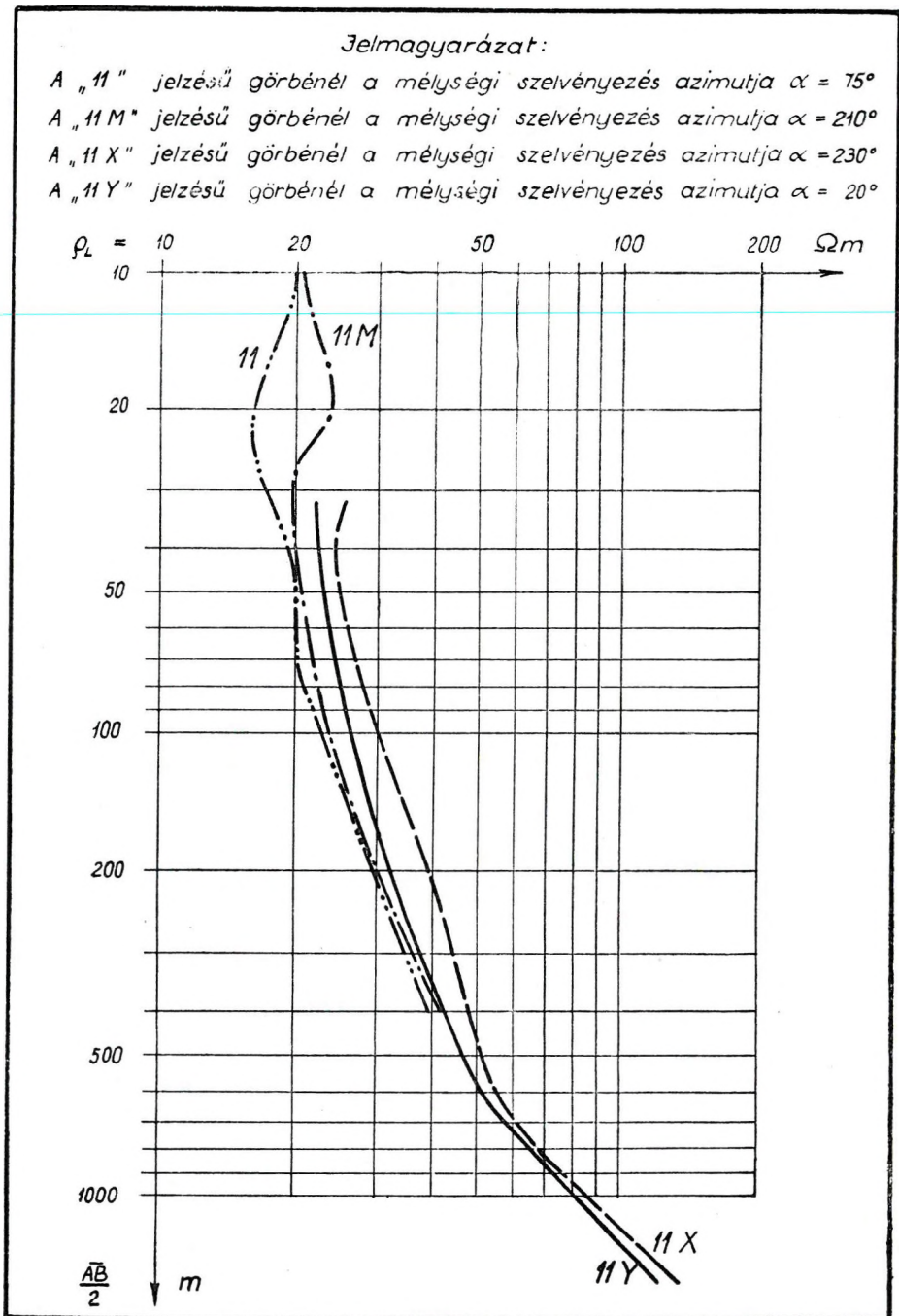
A fúrás meddő lett, s nem igazolta a geoelektromos mérések földtani értelmezését. 200 m mélységig csak márgarétegeket harántolt, homokréteg nem fordult elő. A fúrásban végzett mélyfúrású geofizikai mérések azt mutatták, hogy a márgarétegek 52 m mélységig kisebb ellenállásúak voltak, mint mélyebben. Ezért mutattak ki a geoelektromos mérések réteghatárt a márgarétegek között.

Hegyvidéki völgyekben 6 fúrást mélyítették le, ezek közül az említett egy fúrás lett meddő. A völgyek altalaja igen változó volt. A tapasztalat azt mutatta, hogy a fúrások már kis kiterjedésű (5–12 km²-es és kis vastagságú (50–100 m) üledékes rétegsorban is eredményesek. A vízadó rétegek kis mélységben (30–60 m) találhatóak.

4. Hegyvidéki területen gyakran ott kellene fúrást lemélyíteni, ahol az üledékes rétegek hiányoznak vagy kiterjedésük jelentéktelen. Ilyen területen nemcsak a völgy oldalában, hanem magában a völgyben is a fel-



14. ábra. A geoelektromos mérések helyszínrajza Baján-Cagán falu környékén



16. ábra. A 11. ponton (fúrásponon) mért mélységi szelvénygörbék Baján-Cagán falu környékén

színen, ill. felszínközélen van az eruptív kőzet. Vízfúrás telepítése során tehát az üledékes rétegekre nem számíthatunk, s mint az előzőekben már foglalkoztunk vele, az eruptív kőzetben lemélyített hasadékvíz-kutató fúrás Mongóliában csak ritkán jár eredménnyel.

Pl. Az Uburhangaj tartományban fekvő Ulzijt falu fekszik olyan völgyben (17—18. ábra), ahol a 60—200 ohmm ellenállású üledékes rétegek kis (8—20 m) vastagságúak, s kiterjedésük nem haladja meg az 1 km²-t. A geoelektromos mérések kimutatták, hogy a völgy altalaja eruptív kőzetekből áll (ellenállása 600—6000 ohmm), mely 200 m-nél nagyobb mélységig terjed. Ezért vízfúrás lemélyítése nem javasolható. A völgyben kísérleteztek olyan fúrás lemélyítésével, mely az eruptív kőzetben hasadékvíz feltáráására irányult. A kísérlet nem járt sikerrel.

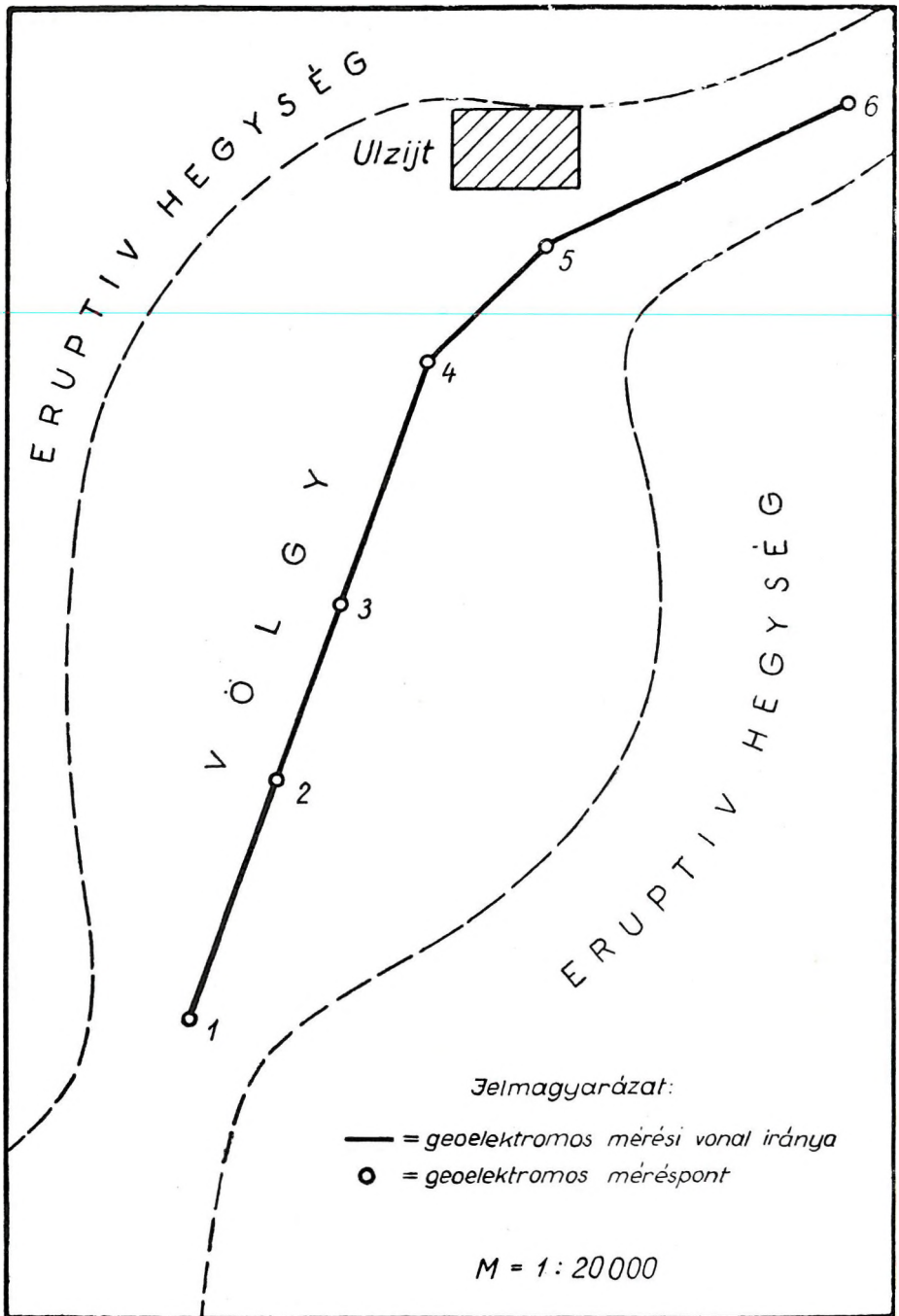
Az Ulzijthoz hasonló vízfúrásra kedvezőtlen területek Közép- és Dél-Mongólia egész területén megtalálhatók. Előfordulásuk nem gyakori. 1958. és 1959. évben 37 területen folyt geoelektromos kutatás, ezek közül 7 volt Ulzijthoz hasonló.

Hegyvidéken fekvő területeknél néha előfordul, hogy bár a völgyben az eruptív kőzet a felszínen van, a völgy oldalában vagy más, a felszíni morfológia alapján megbízhatóan nem kimutatható helyen eróziós völgyek, tektonikai árkok helyezkednek el, melyeket hordalékos kavics-, homok-, agyag- stb. rétegek töltenek ki. Bár ezeknek kiterjedése néha még az 5 km²-t sem haladja meg, sokszor az itt lemélyített fúrás eredményes.

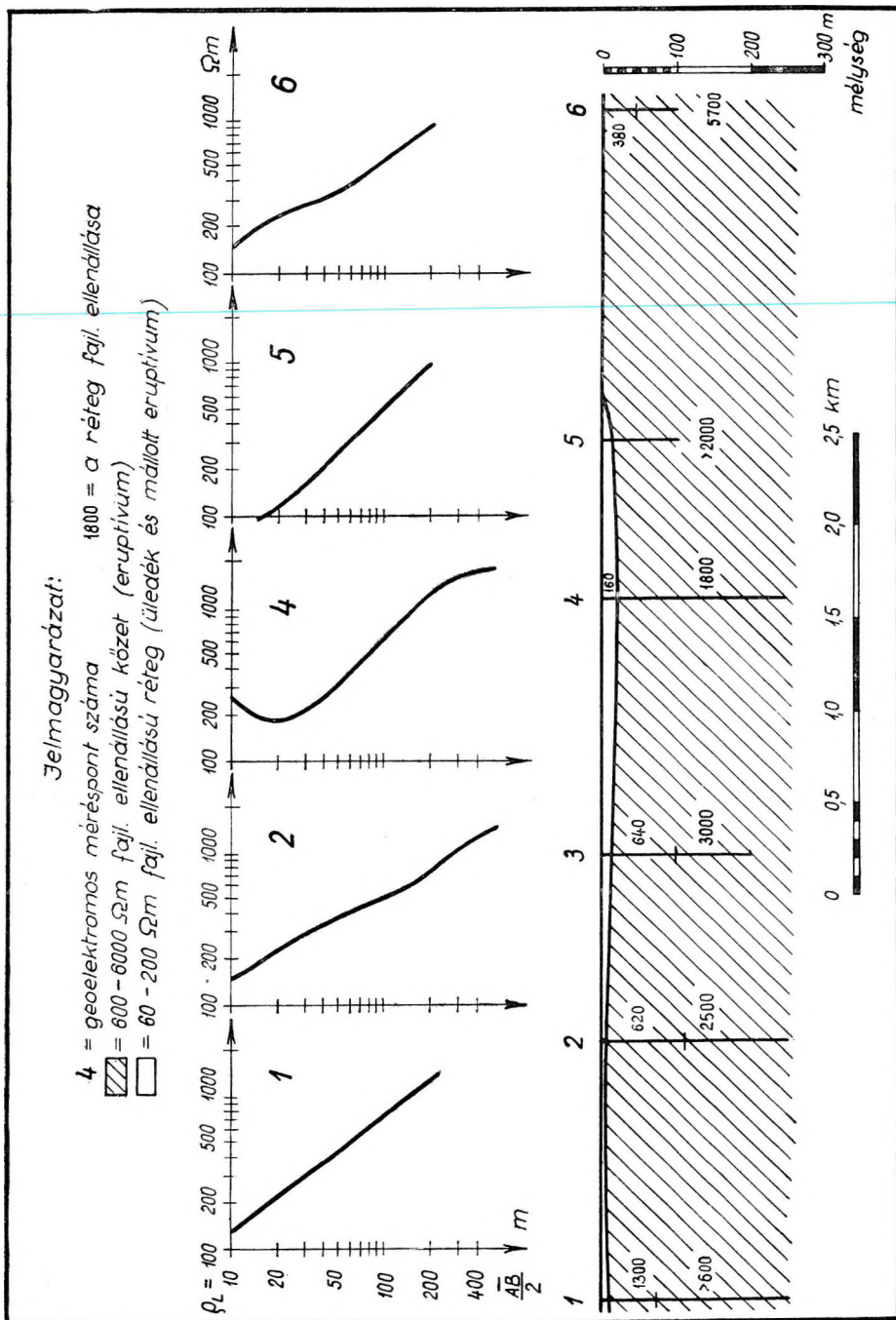
Pl. Az Uburhangaj tartományban fekvő Arvajhere város területén az 500—1300 ohmm ellenállású eruptív kőzet a felszínen helyezkedik el (19—20. ábra). Megállapítható volt, hogy ebben az eruptív kőzetben néhány száz m széles, 40—70 m mély eróziós völgy húzódik, melyet 60—100 ohmm ellenállású hordalékos rétegek töltenek ki. A völgy vízgyűjtő területe kicsi: 16 km². A fúrás telepítését megkönnyítette, hogy a geoelektromos kutatás elvégzése előtt a város területén már két fúrást lemélyítettek. Az egyiket véletlenül az eróziós völgyre telepítették, olyan helyen, ahol a völgy kevésbé mély. Ez a fúrás 20 l/perc vizet ad. A másik fúrást az eruptív kőzetre telepítették, — az meddő lett. Az új fúrást az eróziós völgy közepére, a völgy mélypontja fölé telepítettük. Itt a geoelektromos mérések 68 m vastagságúnak mutatták ki a hordalékréteget.

A 47 m mélységű fúrás agyag-, kavics- és törmelékrétegeket hártolt. Vizadó réteg 39—47 m mélységben helyezkedett el: a fúrás vízhozama 120 l/perc (21. ábra). Hegyvidéken fekvő területeken az üledékes rétegek ellenállása nagyságrenddel (néha több nagyságrenddel) kisebb az eruptív kőzetek ellenállásánál, így a réteghatárt határozottan ki lehetett mutatni. Az üledékes rétegsor vízszintes irányú kiterjedésének korlátozottsága miatt gondosan ügyelni kellett azonban a mélységi szelvényezések irányának helyes megválasztására. Még így is előfordult, hogy az üledékes rétegek kiékelődése miatt a mélységszelvényezési görbék különböző módon torzulnak. A legtöbb esetben azonban ez a torzulás nem okozott lényeges hibákat a mélység meghatározása során.

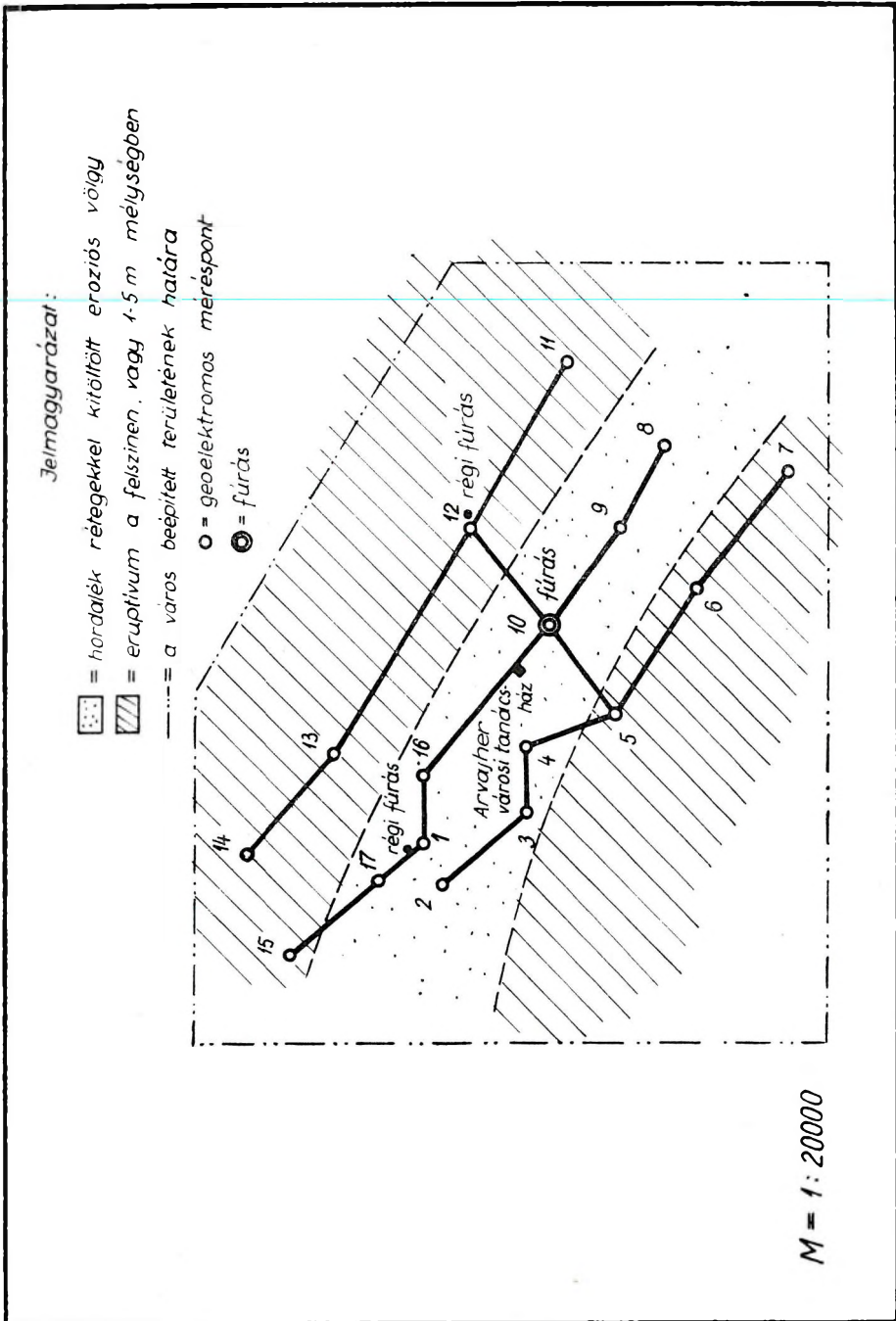
Pl. Baján Barát környékén a lencseszerűen települő üledékes rétegek kiterjedése észak-dél irányban lényegesen nagyobb, mint kelet-nyugat



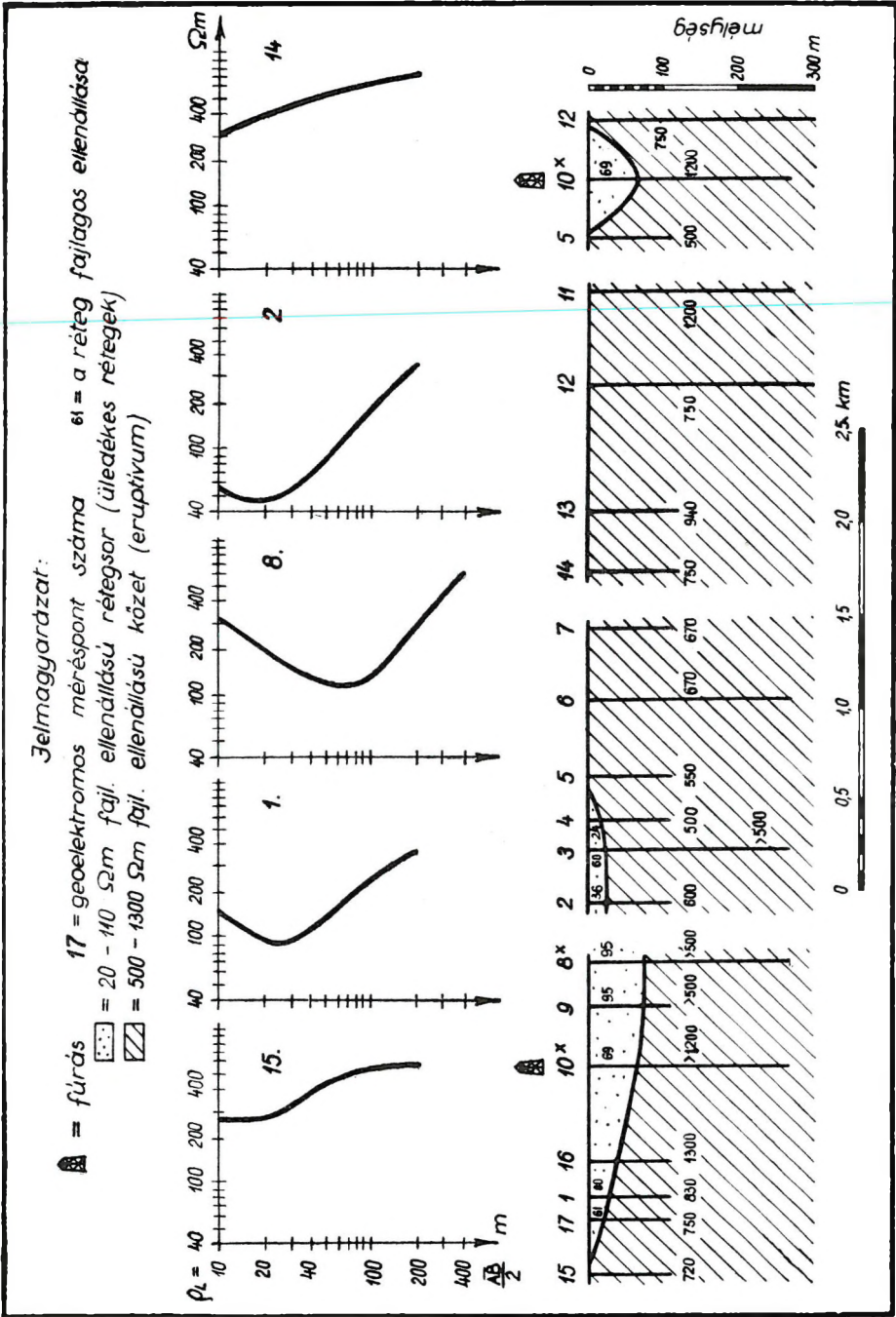
17. ábra. A geoelektromos mérések helyszínrajza Ulzajt falu környékén



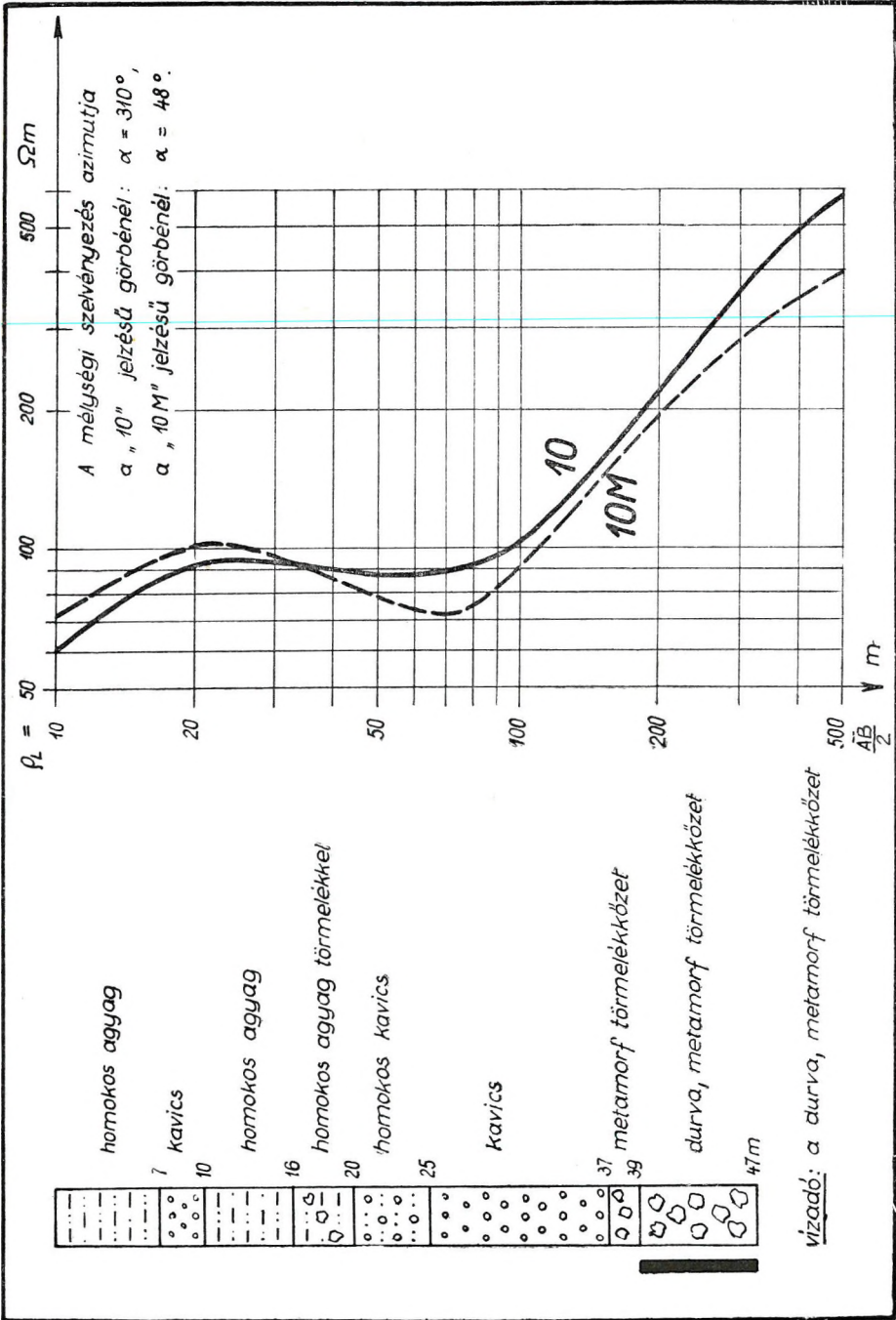
18. ábra. Geoelektromos rétegszelvény Ulzijt falu környékén



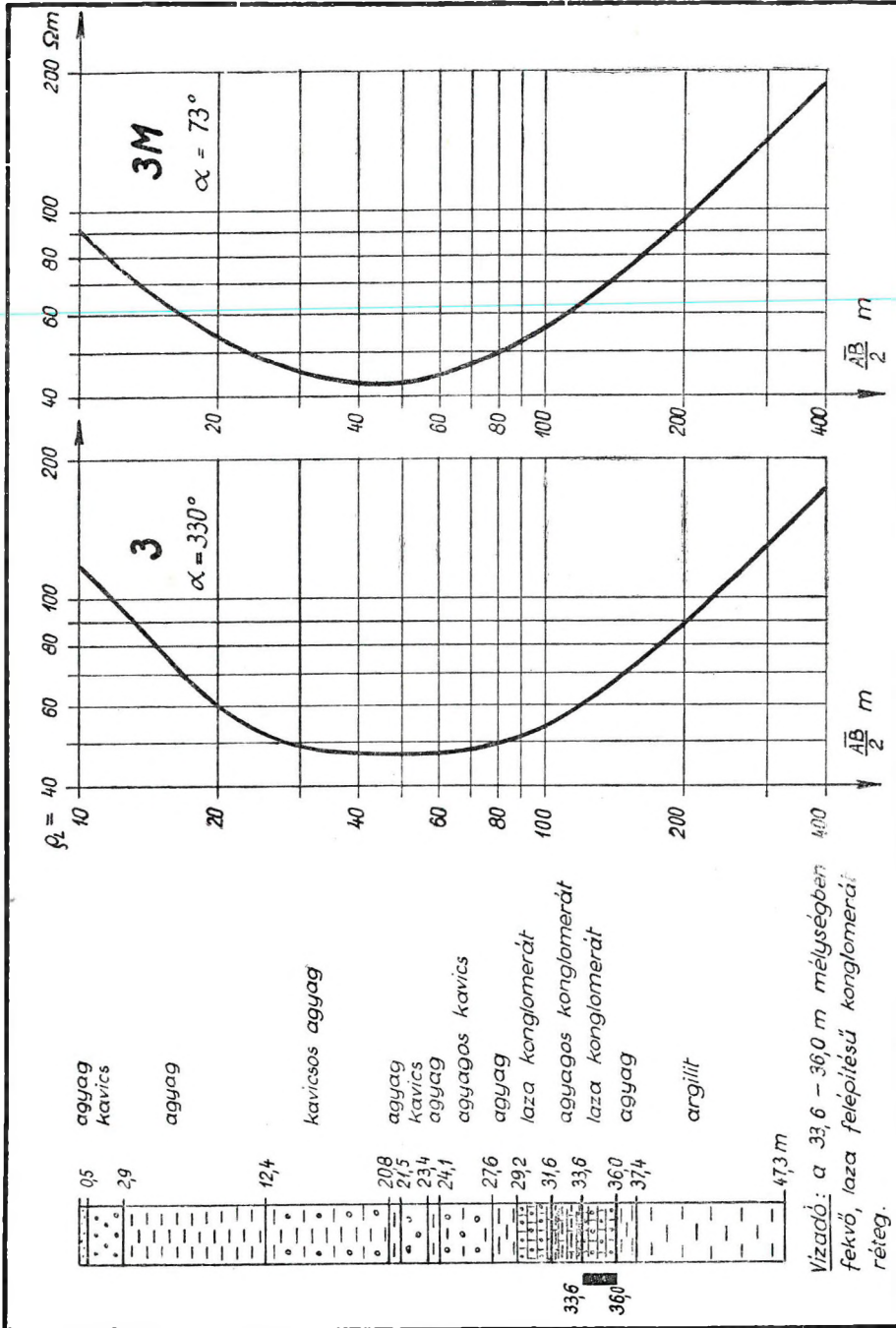
10. ábra. A geoelektromos mérések helyszínrajza Arvajhere városban



20. ábra. Geoelektromos rétegszelvények Arvajhere városban (A'-B' jelzett pontokon a mélységi szelvényezést két azimutban végezték.)



21. ábra. A 10. ponton lemélyített fúrás szelvénye és a ponton mért két mélységi szelvénygörbe Arvajhere városban (α a mélységi szelvényezés azimutja.)



22. ábra. A 3. ponton lemélyített fúrás szelvénye és a ponton mért két mélységi szelvénygörbe Baján-Barat falu környékén (A fúrás földtani szelvénye a mélyfúrási geofizika adataival helyesbített. A mélységi szelvénygörbéknel α a mélységi szelvényezés azimutja.)

irányban (22. ábra). Ennek következtében a fúrásponton az előbbi irányban mért mélységszelvényezési görbe (3) az alapkőzetet mélyebben mutatta ki (az anizotrópiával korrigált érték 65 m), mint a kelet-nyugat irányú mélységi szelvényezés görbéje (3M), amiből a mélység 56 m-nek adódott. Érdekes, hogy a „3M” jelölésű görbén nem látszik az üledékretegek vízszintes irányú kis kiterjedése miatti torzulás, a görbe olyan, mintha matematikai úton számítottuk volna ki (a kiértékelés kiegyenlítő számítással meghatározott pontatlansága $\pm 4\%$).

A hegyvidéken található üledékes rétegsorok anizotrópiája kisebb, mint a medencékben ($\lambda = 1,3 \pm 5\%$).

A hegyvidéken végzett geoelektromos mérések földtani interpretációja sokszor okozott nehézséget. Ennek oka, hogy az eruptív kőzetre települt üledékes rétegsor nagy ellenállása néha nem jelenti azt, hogy a rétegsorban az agyagrétegek között nagyobb számú homok- és kavicsréteg helyezkedik el.

Pl. Gurvancajhan völgyben a fúrás helyén a rétegsor ellenállása 26 ohmm., az Erdeneszant völgyben 67 ohmm. Ennek ellenére a két fúrás közel azonos rétegsort harántolt, az egész rétegsor 90%-a agyag, 10%-a homokrétegből áll. A jelenség oka feltehetően az, hogy a völgyek üledékes rétegsorában — a környező hegységekből — nagyobb mennyiségű törmelék gyűlt össze. Ez a törmelék csak ritkán alkot önálló rétegeket, nagyobb-részt az agyagrétegekbe ágyazódik.

Az elmondottak Közép- és Dél-Mongólia vízszegény területein előforduló altalajtípusok közül a legfontosabbakat ismertetik. Ezeken kívül még számos területen folytak geoelektromos mérések, a kijelölt pontokon azonban a fúrás lemélyítésére még nem került sor, vagy a rendelkezésünkre álló geoelektromos mérésanyag nem olyan jellemző, hogy általánosabb vonatkozású következtetéseket vonjunk le belőlük.

A mongóliai terepi észleléseket 1958. évben *Kremszner Miklós*, 1959. évben *Hobot József* geofizikus vezette. Mongol részről *G. Handaj* geofizikus végzett terepi méréseket. A csoport munkájában *M. Szurunharla* fizikus, valamint *P. Agyilbisz* és *Z. Bangui* észlelő technikus vett részt.

Fáradságos és eredményes munkájukért ezúton is elismerés illeti őket.

A TISIA ÉS A PANNONIKUM KÖZTIHEGYSÉGE

SZALAI TIBOR

1. Töreksem kimutatni, hogy az Internida, a Közbensőtömeg, Középküszöb, Közbensőhegység, Belső süllyedék fogalomjelek különböző fogalmakra vonatkoznak.

2. A vergenciák elsősorban horizontális nyomás hatására alakulnak ki. A horizontális mozgást a megsüllyedt előterekben felhalmozott üledék tehernyomása okozza. A vergenciák viszonyai arra mutatnak, hogy azonos vergencia-irányok önmagukban nem igazolják a hegységláncok összetartozandóságát, éppígy a különböző vergenciák nem bizonyítják az előbbi ellenkezőjét. Nagyban és egészben azonban a vergenciák nagyságrendje és iránya jellemző egy-egy lánchegység vonulatra.

A vergenciák keletkezését lokális nyomásváltozásokra vezettem vissza. Ha e mozgásokat a Gondwana és a Laurázia egymásfelé irányuló mozgásával magyarázzuk, akkor a Tisia tengerégekben lerakódott üledékek metamorfizáltságának és a külső keretének azonosnak kell lennie. Akkor a centrális helyzetű Tisia nem lehetne romosodó, széthúzott élénk magmatikus tevékenységgel kitüntetett terület.

Az Internida kérgének kivékonyodása következtében az Internida és az előtér izosztatikus egyensúlya megszűnik.

3. A közbensőhegység az Internidának része. Az internida és a közbensőhegység fogalma tehát nem azonos. Megjelölöm a Tisia, valamint a Kárpát-Medence Közbensőhegységének térbeli helyzetét.

Az Égei-tengert a Nagy Magyar Alföld pannon időbeli állapotával megegyezőnek tekintem. Ezek szerint az Alföld az Internida állapotnak egy előrehaladottabb képét fejezi ki, mint az Égei-tenger.

4. *Bemmelen* ábrasort közöl a lánchegység bezárta terület kialakulásának érzékeltetésére. Ez a Kárpát-tér esetében a Tisia, Lóczy küszöb, Közti hegység. Belső mélyedés kialakulásának folyamatát is magyarázza. Ezek az ábrasorok a Tisia fejlődésének különböző fázisait is rögzítik és így *Bemmelen* törvényszerű megállapítását újabb adattal támogatják.

5. A Kárpátokon belüli gravitációs tömegtöbblet kialakulása a kéreg megvékonyodásával, ill. a nagyobb sűrűségű kőzetek jelenlétével hozható kapcsolatba. U. i. a közbenső tömegek területén az „alsó áramlás” a felnyomódó magma (*Bemmelen*) hatására a kéreg felülete megnagyobbodik, tágul, így a kéreg megvékonyodik, hatalmas méretű repedések támadnak, ezeken keresztül nyomul fel a magma. Ez részben a felszínre jut, részben azonban megreked a kéregben. E nagy sűrűségű, részben bázikus kőzetté alakult magma a gravitációs képen tömegtöbbletként jelentkezik. A kéreg elvékonyodása és a hatalmas méretű magmatizmus expanzióval jól magyarázható, a kontrakciós elmélettel azonban ellentétben áll.

Itt említem, hogy a Kárpát-térben a geoszinklinális kifelé való migrációját egy befelé történő migráció előzi meg. A Bakonyvonulat u. i. már a karbonban geoszinklinális, a közbensőhegység geoszinklinálisa viszont csak a permben kezd kialakulni. A Kárpát-térségben tehát a kifelé irányuló migráció mellett, az ellen-

kező irányú Graubau is megvan. A befelé való migrációra *Grauban* (*Glaessner* és *Teichert* p. 577) utal.

A csatolt tektonikai térkép Dinaridákra vonatkozó adatait *Petkovic*, az Alpokra vonatkozókat *Kober* és *Staub*, a földrajzi értelemben vett Kárpátokra vonatkozó adatokat *Telegdi Róth*, K. munkáiból veszem. A Central Alp-Kárpát küszöböt és a *Lóczy*-küszöböt a rendelkezésemre álló, sok tekintetben a fűrási adatok felhasználásával rajzoltam meg.

T. SZALAI

DIE TISIA

und das Zwischengebirge des Karpatenbeckens

Zwischen den Dinariden und den Karpaten finden wir den charakteristischsten Zwischengebirgstyp (*Kober*, 1921. p. 146—147). (*Prinz* (1925) nennt es Tisia, *Staub* (1928) Pannonische Scholle, *Böckh* (1929) Median Mass, *Lóczy* jún. (1939) Pannonisches Massiv und Alfölder Massiv, *Szentes* (1949) Pannonisches Massiv. *Stille* (1943) Internid, *Kraus* (1959) Zwischengebirge oder Zwischenmassiv, *Szlávin* (1958) Pannonisches Massiv). Bis heute befaßte sich unsere Literatur mit der ausführlichen Analyse der Tisia nicht. Im Folgenden möchte ich diese Frage näher erörtern. Die Notwendigkeit dieser Aufgabe scheint mir um so wichtiger, da gerade zwischen den ungarischen Geologen einige das Sein der Tisia bestreiten. Zur selben Zeit hat *Kober* (1955. p. 16) folgende Meinung: „Echte Interniden bildet das ungarische Zwischengebirge des Ostens.“

Zu weit ausge dehnte Zwischenmasse — wie darauf *Slavin* hinweist — ist bis zur neuesten Zeit wenig untersucht worden. *Slavin* sieht dessen Ursache in der Verwickeltheit der Frage. In Ungarn wurde das Bild durch die in der letzten Zeit abgeteufte Bohrungen geklärt. Die Neuuntersuchung der Frage ist also zeitgemäß geworden.

Die Tisia liegt innerhalb des Geosynklinalraumes, es ergibt sich daher die Notwendigkeit diesen Raum näher zu erörtern. Vor allem müssen die Begriffssymbole klargestellt werden.

Das Internid und das Zwischengebirge nach der Auffassung der nachfolgenden Autoren: „Das alpine Orogen ist eine Einheit“ — schreibt *Kober* (1933. p. 41). Es besteht aus zwei Stämmen. Dazwischen liegen die Zwischengebirge oder die sogenannte Narben“. „Das Zwischengebirge ist eine relativ starre Masse und hat typische Blocktektonik. Zwischen ihm und den Vorländern liegen die plastischen Regionen der Stämme.“ (p. 47) . . . die alpine Region Europas bildet ein alpines Orogen, das aus zwei Randstämmen aufgebaut ist, — schreibt *Kober* (1925. p. 75) — aus den Dinariden, aus den Alpiden, und dazwischen liegen die Zwischengebirge, wie das in Ungarn der Fall ist, wo die Randgebirge die Karpaten

und die dinarischen Ketten bilden". Kraus (1959. p. 121) schreibt vom Zwischengebirge folgendes: „Diese stabileren Blöcke erzwangen als Zwischengebirge oder Zwischenmassive zwischen zweiseitig gebauten Orogenen oder als Narbenmassive median innerhalb der Orogene die jüngeren Falten zur Anpaßung ihres Längsverlaufs an die älteren Aus- sen-, oder Innenrahmen". Die Definition von Prinz (O. I. p. 97): „Nur in der ersten Zeit, als die großen neuen Gebirgssysteme entstanden, knapp dem Entstehen vorangehend, entstand die neue Masse, die Tisia, die sich im Süden mit dünnem Hals an ihre ältere Schwester, das Thrakische Massiv der Balkaninsel anlehnt." Obzwar ich das Thrakische Massiv nicht für älter halte, paßt diese Definition der in der variszischen bzw. prevariszischen Zeit entstandenen ungarischen Zwischenmasse. Prinz bringt auf Seite 101 eine Abbildung. Auf dieser Abbildung nimmt die Tisia den Platz ein, der schon im Paläozoikum ein Massivum war. Vom Paläozoikum d. h. von der Zeit des Beginns des neuen Gebirgssystems schreibt Prinz (S. 149): „Die Alpen werden im Osten breiter. Die ganze Faltung öffnet sich wie eine Schere. Der Nordost übergeht in die Karpaten, der Südost in die Dinariden und so umarmen beide die Masse der Tisia. Die Tisia Masse ist hier zwischen den Alpen eingeklemt".

In meiner erwähnten Arbeit (1958) setzte ich die Entstehung des Internids in die Zeit als die nach außen gerichteten Vergenzen zu Stande kommen.

Die Bezeichnung Innensenke wurde von Kossmat (1931 p. 34) eingeführt: „Der Zusammenbruch geht gewöhnlich von der Innenseite der Gebirgshogen (Innensenke) aus". Bemmelen (1933 p. 768—769) gebraucht die Bezeichnung Mittelschwelle.

Mein Antrag zur Auslegung der Begriffssymbole:

Die von Kettengebirgen umgebenen Gebiete, unter allen Begriffen dasselbe verstehend, bezeichnet die Literatur mit folgenden Worten: Internid, Zwischenmasse, Zwischenschwelle, Zwischengebirge, Innensenke. Diese verschiedenen Begriffzeichen widerspiegeln die Anschauung ihrer Verfasser, verweisen auf die Verschiedenheit der von Kettengebirgen umgebenen Gebiete, d.h. sie bezeichnen die verschiedenen, teilweise nacheinanderfolgenden Momente der Erdentwicklung. Meiner Auffassung gemäss sollten die an diese Begriffszeichen geknüpften Begriffe folgender Weise bestimmt werden. Den Begriff *Internid* wende ich auf das von nach außen vergierenden Ketten umgebene Gebiet an. Das *Internid* ist also ein *tektonischer* Begriff. Der Aufbau der *Zwischenmasse* ist dem Vorhergehenden ähnlich, aber in diesem Falle treten keine Vergenzen auf. Die *Zwischenmasse* ist also ein *geomorphologischer* Begriff. Der Erscheinung des Zwischengebirges geht der Zustand der aus uralten metamorphisierten Gesteinen aufgebauten *Zwischenschwelle*-Geantiklinale voran, im Falle der Karpaten die *Lóczy*-Schwelle. Die *Mittelschwelle*, der *Nucleus* zerfällt. Es beginnt die magmatische Tätigkeit, die den Zerfall erhöht. Zwischen den einzelnen Schollen dringt das Meer ein. Zwischen den Schollen der *Lóczy*-Schwelle werden mesozoische

Sedimente abgelagert. Diese Schollen und die jüngeren Sedimente formen zusammen ein neues Gebirge, das *Zwischengebirge*. Das Zwischengebirge und die übrigen Teile des Internids zerfallen in Schwellen. Das Zerfallen erschafft die Innensenke. Diese Erscheinung wird von einer neueren magmatischen Tätigkeit begleitet, welche mit einer Erhöhung der Zertrümmerung verbunden ist. Im letzten Zustand der Entwicklung sinkt das Internid in die Tiefe. — Auf die Verschiedenheit der Bedeutung von Zwischenmasse und Zwischengebirge weist auch *Seidlitz* (1931. p. 60) hin.

Prinz hat die Bezeichnung „*Tisia*“ auf die pannonische Zwischenmasse angewendet. Demzufolge drückt die Bezeichnung *Tisia* (Zwischenmassiv) sämtliche Entwicklungszustände aus. Die Bezeichnungen Zwischengebirge und Innensenke drücken nur einen gewissen Zustand der Entwicklung des Internids aus. Daraus folgt weiters, daß die Gegenwart einer Zwischenmasse nicht die Gegenwart des Internids und die vorhergehenden nicht die Gegenwart des Zwischengebirges involvieren.

Der Geosynklinalraum

Die Alpin-Variszische Geosynklinale, die Tethys lag zwischen der russischen Tafel bzw. dem skandinavischen Schild und dem kristallinen Massiv von Afrika (*Kober*, 1933. p. 62). Derselben Meinung ist wesentlich auch *Deecke* (1912. p. 857).

Dieses mächtige 2500 km/breite Gebiet ist seit dem Paläozoikum mobil. Es ist aus sinkenden Gebieten, sich erhebenden Gürteln zusammengestellt. Das Gebiet wird von Erdbeben heimgesucht, obzwar einige Gebiete aseismisch sind. Charakteristisch für diese Region ist, daß sich die Erdbeben im Gebiete, der am Ende des Tertiärs und teilweise noch heute in Ausbildung befindlichen Geosynklinale des Mittelmeergebietes viel stärker melden, als auf den nördlicher liegenden Gebieten.

Den heutigen geographischen Verhältnissen des Mittelmeeres könnten früher die nördlicher liegenden Gebiete der mobilen Zone ähnlich gewesen sein. So kann das Aegaeische Meer mit dem Zustand der Großen Ungarischen Tiefebene im Pannon verglichen werden, wie darauf *J. Szabó* schon im 1887 hingewiesen hat und wie es auch *Seidlitz* (1931 p. 36—37) kennzeichnet.

Dieses Entwicklungsbild ergibt sich auch aus dem durch das Große Ungarische Tiefland gelegte Profil TAFEL II.

Nicht nur im Gebiete des Mittelmeeres, sondern auch in anderen Teilen des mobilen Raumes finden wir sinkende und sich erhebende Gebiete, wie das *Bendefy's* in Ungarn durchgeführte geokinetische Untersuchungen beweisen.

Dem Wesen nach können die hier festgestellten Charakterzüge mit dem von *Tercier* (1936) definierten Geosynklinalkarakter identifiziert werden. Diese Geosynklinale kann zur Unterscheidung von den innerhalb der letzteren liegenden Teilgeosynklinalen, eine Übergeosynklinale, mit *Argand's* (1916 p. 174) Worten „La zone Géosynclinale d'ordre supérieur“ genannt werden.

Zur Erklärung der Emporhebungen der in der Geosynklinale aufgehäuften Sedimenten sind mehrere Theorien bekannt. Jedoch keine gibt eine endgültige Antwort. Nach *Hall* verursacht die Biegung des Synkinalbodens die Faltung. Es erfolgt also automatisch infolge des Sinkens (*Glaessner* und *Teichert*). *Hall's* Meinung kann mit der gegenwärtigen geophysikalischen Auffassung in Einklang gebracht werden. Das Sinken des Geosynkinalbodens wird solange dauern — schreibt *Egyed* (1959) — solange die Rinde den deformierenden Kräften Widerstand leisten kann. Im Augenblick, wenn die Spannung die Grenze des plastischen Flusses oder Risses erreicht, wird die aufgehäuften Spannung entläßt. Die dadurch entstandene Biegung hört auf. Die bisher sinkenden Charakter aufweisenden, jetzt bereits mit riesigen Sedimentmassen aufgefüllten Geosynklinalen beginnen sich, teils infolge der gegen die Deformation arbeitenden Elastizitätsspannungen, teils infolge der Isostasie, zu erheben.

Auf der Stelle des die Auflösung der Spannung erzeugenden Risses, entsteht das neue Meeresbecken.

Bei dem Entstehen der Falten und Vergenzen spielt nebst den von Egyed erwähnten Faktoren auch der horizontale Druck eine Rolle, worauf zuerst Dana und van Bemmelen (1931. p. 651) hingewiesen hat. Dem horizontalen Druck rufen die Druckveränderungen der in der neben dem früheren Meerarm entstandenen, neueren Senkung aufgehäuften Sedimentmassen hervor. Die Sedimente verdichten sich nämlich wegen der Kompaktion. Diese Faktoren erzeugen einen Seitendruck. Diese Auffassung spiegelt Hall's Meinung zurück. Seiner Meinung nach ist nämlich die Faltung die unmittelbare Folge des Sinkens. Insofern die Depressionsbänder die identischen Dimensionen aufweisende Zonen der Kettengebirge bilden, verursachen sie eine allgemeine Vergenz, wozu unsere rezenten Kettengebirge als gute Beispiele dienen.

Außer dem Druck des Sediments spielt der Gegendruck der angrenzenden Urkratone auch eine Rolle. Im Folgenden möchte ich auf Grund von *Bemmelen* die Ausdehnung (Ausweitung) der Internieden besprechen. Der Gegendruck der Kratone meldet sich als Effekt der Ausweitung.

Innerhalb der durch eine allgemeine Vergenz charakterisierten Gebiete kennen wir entgegengesetzte Vergenzen. Die Entstehung dieser Vergenzen kann mit dem Sedimentdruck der in den lokalen Depressionen aufgehäuften Sedimente in Zusammenhang stehen. So kann zum Beispiel die mit tertiären (Miozän, Pannon) Sedimenten aufgefüllte Depression, der Erzeuger oder zumindest der Förderer der nach dem Pannon entstandenen Bewegungen sein, die im Mecsek südwärts, im Villány nordwärts gerichtet sind. D. i. die Vergenz beider Gebirge richtet sich auf die zwischen beiden liegende Depression. Bezüglich der Dimensionen der Depression finden wir in den Angaben der in Ellend durchgeführten Bohrung Anhaltspunkte. Diese blieb in der helvetischen Stufe in einer Tiefe von 1200 m stehen. Die Vergenz des Bakony ist gegen die große Pannonische Senke gerichtet. Von den Südkarpaten und dem Balkan gebirge richten sich die Vergenzen gegen die junge Depression der Wala-

chei. Auch in dem im weiteren Sinne aufgefaßten Bihar sind die Vergenzen zentripetal, was auch hier der vorerwähnten Anordnung der Sedimente und Depressionen entspricht.

Ich muß erwähnen, dass im Bihar die Frage der Vergenzen nicht endgültig abgeschlossen ist. Nach *Rozlozsnik* (1937 p. 58 und Fig. 1.) wurden die Einheiten der Béli Fazies von S und NO her auch überschoben (diese Fazies liegt größtenteils in der Gegend von Kodru Moma). Das ist aber nur eine Erklärung der Möglichkeiten. Hier liegt der Fall der zentripetalen Vergenzen vor. Auch nach der Interpretation *Mrazek's* (1933 Pl. II) kann die zentripetale Bewegung festgestellt werden. Die auf meiner Karte sichtbaren zentripetalen Vergenzen habe ich von *Rozlozsnik's* Karte übernommen.

Die eben betonten Verhältnisse der Vergenzen weisen darauf hin, daß die identischen Vergenzen allein die Zusammengehörigkeit der Gebirge nicht rechtfertigen, und die verschiedenen Vergenzen nicht das Gegenteil des vorhergehenden beweisen. Im Grossen und Ganzen ist aber die Größenordnung und die Richtung der Vergenzen für ein Kettengebirge charakteristisch.

Es ist möglich, dass die Vergenzen, wie seit *Haarmann* (1930) immer mehr und mehr Forscher hingewiesen haben, mit der Gravitation in Zusammenhang gebracht werden können. Es muß bemerkt werden, daß *Kober* (1955 p. 3) die Bedeutung der Schwerkraft bereits im Jahre 1911 betont hat. Die Kompression verursachenden Druckkräfte können nicht auf einen einzigen Effekt zurückgeführt werden. Der Seitendruck kann nicht vernachlässigt werden, diesbezüglich können viele Beispiele aufgezählt werden. Obwohl die Rolle der Schwere in manchen Fällen nicht leicht nachweisbar ist, dürfte sie doch nicht außer Acht gelassen werden. Vielleicht sind es die den Rutschungen ähnliche Erscheinungen verursachenden Vorgänge, welche beim Entstehen der Vergenzen infolge der Gravitationswirkung neben dem Seitendruck zu einer Rolle gelangen (*Földvári: M. Tud. Akad. Műsz. Tud. O. Közl. VII. 4. 1952*).

Innerhalb dieser Übergeosynklinale sind Geoantiklinalen, Interniden, Zwischengebirge und Geosynklinale. In seinem heutigen Zustand kann das Gebiet als Synklinorium betrachtet werden.

Laut *Klemmer* (1958) gibt es im inneren Teil der Mediterranzone relativ enge Tröge. Seiner Meinung nach entwickeln sich längs der Achse der inneren Tröge auch kleinere Geantiklinalen und dadurch werden diese auf kleinere Tröge aufgeteilt. Die Sedimentmassen der inneren Tröge stammen von den metamorphisierten Gesteinen der erhobenen Gebiete. *Klemmer* betrachtet diese auch auf Grund *Umbgrove's* für Nucleen.

Laut *Haug, Argand* und anderen ist die Geosynklinale der Undation unterworfen. Die emporgehobenen Geantiklinalen werden durch die sekundären Geosynklinale getrennt. In einer früheren Arbeit (1958) habe ich die Karpaten von Geosynklinale abgeleitet, die an Geantiklinalen längs dreier tektonischer Hauptrichtungen geknüpft sind. Diese nannte ich erzgebirgisch-herzynisch-tethys gerichtete Geantiklinalen. Diese wurden vor der Entfaltung des Variszischen Gebirges gebildet.

Diese Urtektonik gab der späteren Entwicklung des Gebietes die Richtung. Die noch heute nachforschbaren Glieder der Geantiklinalen sind die praevariszischen Kristallingesteine.

Die ältesten Kristallingesteine sind die Nucleen. Diese ragten in der Variszischen und teilweise in der alpinen Zeit als Inseln aus dem Meere, teilweise waren sie vom Meere überflutet, aber auch in diesem Fall bewahrten sie den Schwellencharakter, der auch durch die Schelf-Sedimente angezeigt wird. *Sämtliche Geantiklinalen der Karpaten sind eingestürzt und in Stücke zerfallen. Zwischen diesen zerfallenen Teilen drängte sich das mesozoische Meer ein.* Auf die prinzipielle Möglichkeit des Zerfalles hat auch Cloos (1939 p. 407) hingewiesen.

Die Karpaten liegen längs fünf uralten Geantiklinalschwellen:

1. Die Nordwestliche Schwelle kann von der Zentralalpinen Schwelle über das Kisalföld, die Westkarpatischen Kerngebirge, bis zum Gebiete des Oberschlesischen Kohlenbeckens verfolgt werden. Dessen südöstliche Seite begleitet mit einer Paläogenen Vulkanischen Kette, der Balaton--Längsbruch.

2. Die Lage der südwestlichen Schwelle ist durch die Dinariden gekennzeichnet.

3. Zwischen den beiden vorhergehenden liegt die Tethys gerichtete Lóczy-Schwelle, die Mittelschwelle, das *Zwischengebirge*, die Innensenke.

4. Die nordöstliche Schwelle läuft parallel zu den Dinariden, ihre Lage ist durch die Ostkarpaten gekennzeichnet.

5. Zwischen den Karpaten und dem Balkan Gebirge liegt ebenfalls eine Tethys gerichtete Schwelle: Euxinische Schwelle—Wallachischer Sporn (Stille, 1953; TAFEL I.

Im folgenden befasse ich mich mit der Analyse des innerhalb der Karpaten liegenden Zwischenmassivs, d. h. der Tisia, ferner des einen Teil dieses Massivs bildenden Zwischengebirges.

Die Tisia kann in ihrem heutigen Zustande in zwei gut unterscheidbare Glieder zerlegt werden:

A) Die Tisia selbst, deren Grenzen im Umriss verfolgt werden können. Die Tisia formt sich bei der Entwicklung nach aussen gerichteter Vergenzen zu einem Internid.

B) Das Zwischengebirge. Ein bedeutender Teil dieses Gebirges bildete sich zu einer Innensenke um.

Ich trachte daher die Gliederung des Pannonischen—Massivs festzustellen. Zu diesem Zwecke muss ich mich auf Szentés (1949) berufen, laut dem das Pannonische—Massiv ein gut bewährter Begriff ist, tektonisch jedoch in mehrere Teile zerlegbar ist.

A) TISIA

Ich ziehe die *NW-liche Grenze* des Internids entlang der südöstlichen Grenze des Ungarischen Mittelgebirges. Diese kennzeichnet eine der ältesten tektonischen Linien des Karpatenbeckens, die Balaton—Linie, sowie die sich an die Balaton Linie anschliessende alp-karpatisch—panno-

nische Linie (Kober 1955. p. 302). Die alp-karpatisch—pannonische Linie, die bis zu den Karner Alpen verfolgt werden kann, schliesst sich SW-lich vom Balaton der Balaton-Linie an.

Erdgeschichtlich betrachte ich das zwischen den Ost-Alpen und den West-Karpaten liegende Gebiet als Verbindungsglied der Alpen und der Karpaten (Szalai 1958).

Die *NW-liche Grenze* der Tisia nehme ich als mit der Balaton-Linie gekennzeichnet an. Im Sinne der vorigen Interpretation bezeichnet diese Linie mehr oder weniger auch den SO-lichen Rand der West-Karpaten. Seine *südwestliche Grenze* bildet die die Alpen und das Internid von den Dinariden trennende Narbe. Die *Lóczy-Schwelle* ist zwischen der Narbe und der von Kober (1955. p. 302) erwähnten Linie in dem den Alpen angrenzenden Gebiet verengt. Die NW-liche und SW-liche Grenze des Internids bezeichnet Kober (1955. p. 302) auch längs der oben erwähnten tektonischen Linien. Die von Kober bezeichnete SW-liche Grenze der Tisia: von ihm dinarisch-pannonische Linie genannt, veranschaulicht den paläozoischen Zustand. Diese Struktur rechtfertigen auch die Ergebnisse der Gravitationsmessungen (Szalai 1958. p. 127). Seine gegenwärtige Grenze kann richtiger mit dem Sava Graben, *Voitesti's Giudicaria Linie* (1921) bezeichnet werden.

Die *östliche Grenze* des Internids können wir mit der Pecineaga Linie, seine südliche Grenze mit der sich längs des Fogaraser Schneegebirges ziehenden tektonischen Linie bezeichnen. Dem Balkan zu schliesst sie sich mit dünnem Hals der Rhodope an.

Diese Feststellung kann mit *Slavin's* Auffassung gut in Einklang gebracht werden. Nach ihm ist die Zwischenmasse von der benachbarten Geosynklinale sehr oft durch tiefe Brüche getrennt.

Diese Linien bezeichnen schematisch die Grenzen der Tisia. So zum Beispiel die Natur der Balaton-Linie wird durch *Lóczy's jun. (1940)* Abbildung besser dargestellt. Das Trachten nach einer einfacheren Übersichtsangabe soll die schematische Veranschaulichung rechtfertigen. Die schematisch gezeichneten tektonischen Linien bezeichnen tektonische Regionen. Die Bildungszeiten der tektonischen Regionen sind verschieden. Die älteste unter ihnen ist die mit der Balaton-Linie bezeichnete Region. Die die Tisia umgrenzenden größten Brüche können in den Regionen aufgefunden werden. Damit kann die auf die erwähnten Weise durchgeführte Bezeichnung ihrer Grenzen gerechtfertigt werden. Die Grenzen der Tisia änderten sich im Laufe ihrer Entwicklung, wie das *Szentes (1949)* erwähnt, und wie dies auch aus dem Vorhergehenden klar ist.

Die Tisia unterscheidet sich so wohl tektonisch, als auch hinsichtlich der Metamorphisierung der Gesteine von den Gebilden der sie umgebenden Gebiete. In dem die Tisia umgebenden Gebiet finden wir bedeutende Überschiebungen. In der Zwischenmasse können kleinere Überschiebungen, hauptsächlich, Schuppen, Falten, Brüche erkannt werden. Die Tektonik der beiden Gebiete ist also verschieden. Bis zu einem gewissen Grade kann zur Unterscheidung der beiden tektonischen Einheiten auch der metamorphisierte Zustand der Gesteine in Anspruch genommen

werden. Im äußeren Gebiet sind nämlich auch die jungen Gesteine oft metamorphisiert.

Ich führe die Kompressionsbewegungen — wie ich es im vorhergehenden besprochen habe — auf lokale Druckveränderungen zurück. Wenn wir diese Bewegungen aus den gegeneinander gerichteten Bewegungen von Gondwana und Laurasia erklären wollen, so muss der Metamorphismus der in den Meeresarmen der Tisia abgelagerten Sedimente und des äußeren Rahmens gleich sein. Wenn nämlich Gondwanas nordwärts gerichtetes Fortschreiten den nördlichen Bogen der Karpaten hervorgerufen hätte, so müßte das Tisia-Gebiet das metamorphisierteste sein. Die Beobachtungen beweisen das Gegenteil. So im Norden wie im Süden übertrifft der Metamorphismus der aufeinandergehobenen Deckengebiete der Hauptstauungszone, die auf dem Gebiete der Tisia zu beobachtenden Verhältnisse. Diese Erscheinung kann mit dem, im Folgendem zu besprechenden, an *Bemmelen's* Theorie anschließenden Entwicklungsgang erklärt werden.

B) ZWISCHENGEBIRGE DES KARPATENBECKENS

Am Ende des Paläozoikums häufte sich in den, in die Tiefe gesunkenen Gräben der zertrümmerten *Lóczy*-Schwelle Detritus auf. Dieser Prozess führte zur Bildung von Sedimenten kontinentalen Ursprunges aus der Permperiode. Im Mesozoikum ingredierte zwischen die Schollen der Schwelle das Meer. Später häufte sich in den an die Schwelle grenzenden Teilgeosynklinalen der Detritus des Nucleus auf. Das so entstandene Sediment bezeichnet unsere Literatur mit dem Ausdruck Flysch. Die Lage der Teilgeosynklinalgräben rechtfertigte, das bei den Bohrungen zu Tage geförderte Material. Die beigeschlossene Karte zeigt die Stellen ihres Auftauchens. Bei der Beurteilung ihrer Lage bedeutet das beigeschlossene geologische Profil eine große Hilfe (TAFEL II.).

Die Entwicklung der *Lóczy*-Schwelle—Mittelschwelle, des Zwischengebirges, der Innensenke zeigt die von *Bemmelen* (1933) übernommene Abbildungsreihe. *Bemmelen* schildert die Verhältnisse der Malayischen Inseln. Die Entwicklung der Inseln ist, von kleineren Abweichungen abgesehen, — wie dies aus dem folgenden Vergleich ersichtlich ist —, mit der Entwicklung des Karpatenbeckens sehr ähnlich.

Die folgenden mit römischen Zahlen bezeichneten Texte sind Zitate von *Bemmelen*. Der Text der Abbildungen kann mit der Entwicklung des ungarischen Zwischengebirges verglichen werden.

I. *Geosynklinal-Stadium*: Geokrate Periode; Aufwölbung der Kontinente stärker als in thalattokraten Perioden und ziemlich enge, aber tiefe Geosynklinale. Einsetzen des Differentiationsprozesses unter den tiefsten Teilen der Geosynklinale.

Bezüglich des mit „I“ bezeichneten Zustandes haben wir im Karpatenraum keine näheren Angaben.

II. *Embryonal-Stadium*: Aufwölbung einer Mittelschwelle und Bildung von Vortiefen. Anregung der Differentiation unter den Vortiefen.

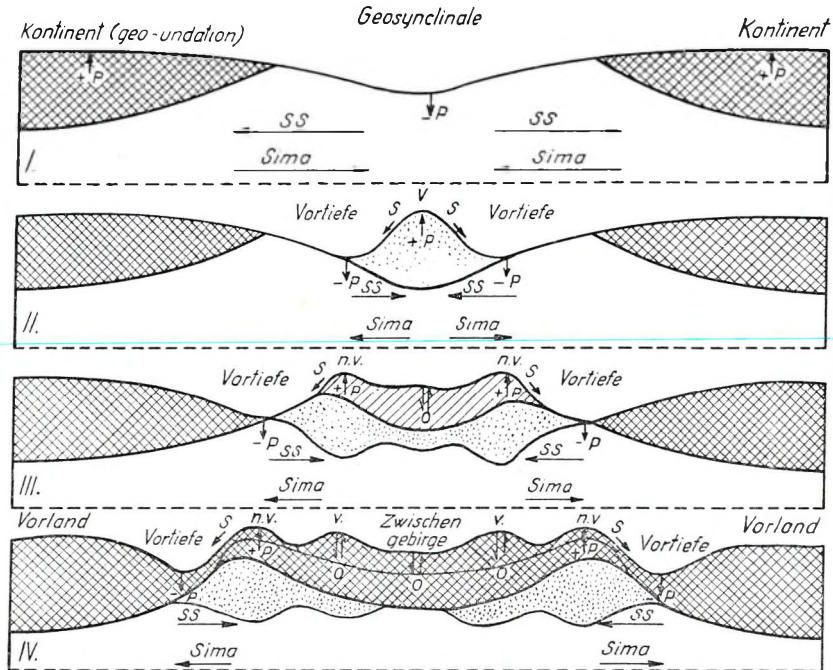


Abb. 1. Die ontologische Entwicklung eines zweiseitig symmetrisch gebauten Kettengebirges aus einer Geosynclinale nach der Undationstheorie. Nach Bemmenen.

Schraffiert: Die Kruste kristalliner, salischer Differentiationsprodukte und Sedimente.
 Punktirt: Salische, noch nicht kristallisierte Restlösungen (Batholite in „statu nascendi“.) Spez. Gewicht vor der Abgabe der flüchtigen Bestandteile und der Kristallisation 2,3–2,5, nach der Kristallisation 2,6–2,8.
 Der Maßstab des Oberflächenreliefs ist übertrieben, der der subkrustalen Grenzflächen dagegen stark reduziert.
 +P Primärtektonogenetische Hebung.
 V Vulkanisch
 -P Primärtektonogenetische Senkung.
 NV Nicht vulkanisch
 S Sekundärtektonogenese (in der Bruchzone).
 O Oszillierende Bewegung
 SS Salsima (Muttermagna)
 Zwischengebiet (Zwischengebirge bzw. Innensenke)

„II“ bezeichnet im Karpatenraum die Zustände (Verhältnisse) welche der variszischen Zeit am meisten entsprachen.

Im Karbon zog sich durch Transdanubien von den Ost-Alpen bis zum Gebiet der West-Karpaten ein Meerarm (Szalai 1958, 1960). Diesen Zusammenhang beweisen folgende Angaben: Der Visé von Nötsch hat sich mit dem Visé von Szabadbattyán (bei Székesfehérvár) als identisch erwiesen (Földvári 1952 und Kiss, 1951). Der obere Karbon der Karner Alpen weist auf den oberen Karbon von Karád (SO-lich von Bataton.) Im Gebiet der Karpaten kennen wir marines Perm nur aus dem Bükk-Gebirge. Dem oberen Perm von Bükk entsprechen die Bellerophon Schichten der Karner Alpen (Szalai 1960). In den Dinariden bestand dieser Meeresarm schon im Silur und Devon (Petkovic 1958 p. 12.) Die in ehema-

ligen Meeresarmen abgelagerten Sedimente werden durch die Alp-Dinarische tektonische Linie voneinander getrennt. Kober (1960 p. 53) verfolgt die dinarisch-pannonische tektonische Linie über das Bachergebirge mit Berührung der Eisenkappel durch Gailtal, Pustertal, Meran, Sondrio, Locarno berührend bis Ivrea. Er bemerkt (p. 152) „Es gibt im ganzen alpinen Bereich von Ivrea bis gegen das Bachergebirge keine so scharfe Grenzlinie gegen die Dinariden als die Draulinie“. — Die Stelle der Meeresarme ist in *Bemmelen's* Abbildung mit „Vortiefe“ bezeichnet. Zwischen den beiden Meeresarmen sind variszische Bildungen vom terrigenen Perm abgesehen nicht zum Vorschein gekommen, obzwar das Gebiet mit zahlreichen Bohrungen durchforscht wurde. Auf Grund des Wegbleibens dieser Bildungen kann vorausgesetzt werden, dass sich die Zwischenmasse bzw. *Lóczy*-Schwelle—Mittelschwelle, wie es bei *Bemmelen* zu sehen ist — schon in dieser Zeit ausgebildet hat.

Auch *Szlávin* hält es möglich, daß im mittleren Teil des *Massivs* Devon und Karbon fehlen.

In meiner Studie über die Synthese der Karpaten habe ich den Begriff der *Lóczy*-Schwelle eingeführt. Diese ist vom im weiteren Sinne aufgefassten Bihar, über den Mecsek und das Villányer Gebirge, zwischen die Alpen und die Dinariden eingekleilt. Wo diese zwischen den zwei Organen eingekleilt ist, müssen die Wurzeln der Alp-Karpatischen und Dinarischen Verzweigung gesucht werden. In den Karner-Elementen sind die Wurzeln der Verzweigung der Karpaten und der Dinaren zu suchen. *Lóczy* sen. nimmt an, daß die kristallinen Gesteine der Schwelle, aus dem Ur- und dem Paleozoischen Zeitalter stammen.

Auch nach *Szlávin* ist das Grundgebirge des pannonischen *Massivs* im Mecsek auf der Oberfläche.

Die magmatischen Produkte erscheinen, wie dies auch aus der Abbildung *Bemmelen's* ersichtlich ist, auch hier: der Granit ist älter, der Quarzporfir ist jünger.

Die Porphyre und Porphyrite gelangten durch Längsbrüche auf die Oberfläche zwischen Sassina, Lugano und Ost-Bergamasker Alpen. Den Zusammenhang der Ost- und Westalpen gibt die nördlichste Porphyrikette. Das ist die nördliche vulkanische Linie, die in den Alpen dem herzynischen Bruchsystem folgt, längs den Karner Alpen (*Staub*, 1949.) In der Fortsetzung dieses tektonischen Systems dürfte auch die Porphyrvorkommnis von Mecsek liegen. In Kodru Moma und Bihar Gebirge ist auch Perm Quarzporphyr bekannt (*Rozlozsnik*.)

Am Ende des Paläozoikums erscheinen auf der *Lóczy*-Schwelle Depressionen, wie wir das im Mecsek und im Bihar sehen können. In diesen häufen sich kontinentale Sedimente auf.

III. Jugend-Stadium: Aus den Vortiefen entstehen Aufwölbungen, die im allgemeinen zunächst noch nicht vulkanisch sind, während die ursprünglichen Vortiefen weiter nach dem kontinentalen Rahmen hin wandern.

„*III*“ veranschaulicht die Umstände des Karpaten-Raumes. Die Mittelschwelle sinkt nämlich am Ende des Paleozoikums und im Mesozoikum.

Die mit „n. v.“ bezeichneten Erhebungen entsprechen den späteren West-Karpaten und den Dinariden. Diese erheben sich daher aus den in „II“ mit Vortiefen bezeichneten Gebieten. Zwischen diesen liegt die versunkene *Lóczy*-Schwelle.

Die Zertrümmerung der *Lóczy*-Schwelle setzt sich fort. Zwischen die Schollen ingriediert das mesozoische Meer (s. die beigeschlossene Karte und das Profil.) Die Lage der auf der *Lóczy*-Schwelle entstandenen Teilgeosynklinalen ist auch am Profil in einem Querschnitt bezeichnet. Wie dies das Profil beweist, ziehen sich zwischen den Schollen der zertrümmerten Mittelschwelle zwei mesozoische Teilgeosynklinalen. Die durch die Nagyszénáser Bohrungen erschlossenen Jura-Ablagerungen kennzeichnen die Lage der in der Achse der Mittelschwelle verlaufenden Teilgeosynklinalen. Die durch die Bohrungen von Tótkomlós erschlossenen mesozoischen Ablagerungen (Daonella-Trias welches laut *Vadász*, wie die Biharer Trias; Jura, Kreide ist) bezeichnen die Lage der weiter südlich gelegenen Teilgeosynklinale.

Im N-en und S-en bezeichnen die durch Flysch-Sedimente charakterisierten Gebilde die Lage der Mittelschwelle. Der nördliche Flyschzug von Nagykaroly bis Törtel kann, wie das die südlichen Bohrungen beweisen, von der durch *Stille* bezeichneten Marosgeosynklinalen bis Bačko Petrovo Selo (Péterréve) verfolgt werden. Beide Flyschzüge schliessen sich zwischen Lippa und Torda dem auf der Oberfläche auffindbaren und in W-cher Richtung konkaven, durch *Lóczy* Sen. erwiesenen Flyschzug an. Der die *Lóczy*-Schwelle umrändende Flysch wird von prämesozoischem, kristallinem Gestein umschlossen, worauf tertiäre Sedimente lagern. Darauf weist auch das durch die Grosse Ungarische Tiefebene (Alföld) gelegte Profil (Pusztaföldvár-Battonya-er Scholle, ferner die nördlich von Tiszaörs liegende Scholle.) Durch diese kristallinen Schollen unterscheidet sich das Gebiet der Karpaten von *Bemmelen's* Abbildung „III“.

Die Lage der prämesozoischen, eventuell präkaledonischen kristallinen Linie wird von Inke bis Jászapáti sozusagen ohne Unterbrechung und von hier gegen Osten mit einigen Unterbrechungen durch ein Gravitationsminimum angedeutet.

In der Minimumserie liegen bei Inke und Igal Teilmaxima. Diese Teilmaxima können mit den in der Tiefe verborgenen basischen Gesteinen in Zusammenhang gebracht werden. Darauf weist auch die nachfolgende Angabe der Inke No 9 Bohrung.

Die Lage dieser aus kristallinen Gesteinen aufgebauten Gebirgszuges wird durch das Material der Bohrungen von Inke und Igal wahrscheinlich gemacht. Die Bohrung Inke No 9. hat nämlich in der Tiefe von 1705—1732 m grünes Serpentin-Eruptiv, von dieser Tiefe bis zum Grund, d. h. 1738 m, grauen Dolomitkalkstein mit Hornstein-Knollen, einen dunkelgrauen, bröckeligen Kontaktgestein aufgeschlossen. Dieses Gebilde wurde zuerst für Trias gehalten; laut Feststellungen von *Szepszházy* aber weisen die erwähnten Gesteine einen von dem der Trias abweichenden Charakter auf und zeigen sich älter, als Trias. Der graue, halbkristalline Kalkstein von Igal wird von *Földvári* mit dem prävaris-

zischen Kristallinkalk von Polgárdi identifiziert. In Transdanubien sind auch mehrere Vorkommnisse des prävariszischen Phyllits bekannt, so wie es durch Bohrungsangaben und auch durch Oberflächendaten von Kőszeg, Vashegy, Balatonhochland und Velenceer-Gebirge erwiesen wird. Im Phyllit sind Kalklinsen und aus Diabaz und Diabaztuff entstandene Grünschiefer (Kloritschiefer) eingebettet.

Die Kalklinsen in der Nähe des Serpentin verwandeln sich in Kristallinkalkstein. Die das Serpentin zersetzenden Lösungen sind reich an Ca-Ionen, daher entsteht im Serpentin neben Talk und Magnesit stellenweise auch Dolomit, Kalzit und Breunerit, wie das *Gy. Varjú's* Bericht über seine Reise in Österreich im Jahre 1958 schreibt. Auf Grund dieser Festsetzung fügt sich der erwähnte Dolomittkalk von Inke in die Phyllitreihe ein. Desgleichen fügen sich die hier aufgeführten Beobachtungen auch in den Rahmen der Feststellungen von *Lóczy Sen.* ein: „Daß aber noch im Mediterran an der Stelle des Zusammentreffens der Komitate Fejér, Tolna und Veszprém ein von großer Andesitmasse durchstoßenes Gebirge stand, wurde von uns damit erwiesen, dass im Nagybakony . . . in der Höhe von 300—400 m in beträchtlicher Mächtigkeit mediterranes Kieselkonglomerat aufzufinden ist und im östlichen Teil desselben große Gerölle vorkommen . . . als ein Hinweis darauf, daß diese von Ostsüdost her durch die tausenden Wildbäche des neogenischen Hochgebirges auf die Hochebene des Bakonys befördert wurden.

In Kenntnis dieser Daten kann die von der Bohrung von Inke aufgeschlossene obenerwähnte Bildung als prävariszisches Glied aufgefaßt werden.

Das entlang der Drau ziehende Kristallin wurde durch die Bohrung von Babocsa aufgeschlossen. Dieses kann als ein das südliche Flysch begrenzender bzw. binnen diesem liegender Damm aufgefaßt werden. In Abweichung aber vom nördlichen kristallinen Damm kann man diesen nicht nach Osten verfolgen. Auf diesem Gebiet füllt der Flysch eine breite Zone aus. *Vadász* schreibt darüber (1960. p. 353): Wir finden es in Madaras, wo im Kieselmaterial des unmittelbar über dem Glimmschiefer liegenden, dicken festländischsüßwässerigen, mit dem aus dem Mecsek-Gebirge stammenden übereinstimmenden helvetischen Konglomerats permischer Sandstein, Trias-Kalkstein sowie Dogger- und Lias-Gesteine von Mecsekcharakter zu erkennen sind, sowie südlich von hier, bei Óbecse, Péterréve und Boka: an diesen Stellen lagert aber der Flysch unmittelbar auf kristallinem Grundgebirge.

Die Konturen der *Lóczy*-Schwelle, beziehungsweise des späteren Mittelgebirges, können in Transdanubien nicht scharf erkannt werden. Trotzdem müssen wir daran denken, daß sich der durch die vorherigen Bohrungen erschlossene Flyschzug auch hier in der Tiefe verborgen sein kann. Im Mecsek und im Villány sind nämlich dieselben mesozoischen Gebilde vorhanden, die im vorigen Gebiete vom Flyschring begrenzt waren.

Die Gesamtheit der mesozoischen und kristallinen Gebilde gestaltete sich in der Kreide zum Gebirge. Die Mittelschwelle nimmt eine neuere Gestalt an. Mit dem paleozoischen Zustand verglichen, verengt sie sich.

Das Zwischengebirge erscheint. Dieser Prozess wird, wie das im Bihar und im Mecsek feststellbar ist, auf Wirkung der Austrischen Bewegung in Gang gesetzt. *Das Zwischengebirge nimmt daher zwischen den Karpaten und den Dinariden eine Mittellage ein.* Sein Name bezeichnet seine geomorphologische Lage. Seine Umformung zum Gebirge erfolgte, wie oben bemerkt wurde, unter Wirkung der austrischen Bewegung. Die ersten Angaben, die sich mit diesem zu Gebirge gewordenen Gebiet befaßen, finden wir bei *Lóczy sen.* (1876 p. 106—107). *Lóczy sen.* stellt fest, daß die Gebirgsbildung in der Kreide stattfand. Ferner stellt er fest, daß die Streichrichtung von N nach SW und endlich nach W ge-

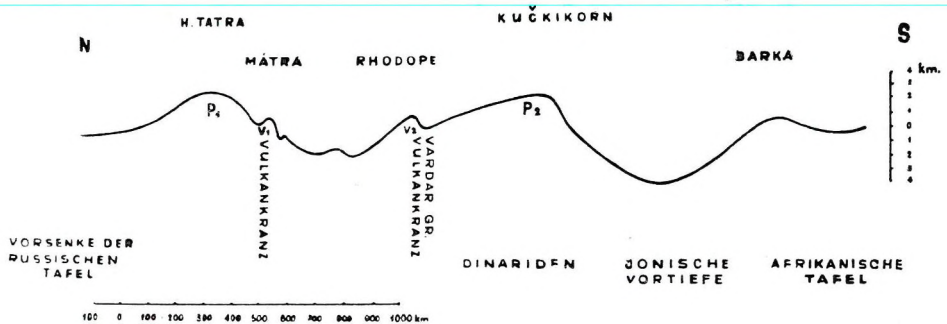


Abb. 2. Die Oberfläche von Tertiärandesit und mesozoischen und prämesozoischen Bildungen. Der Boden des Ionischen Meeres.

P1. Erzgebirgisch gerichtete Geantiklinale

P2. Dinarische Geantiklinale (Ein nicht vulkanischer Außenbogen mit nach aussen gerichteter Faltungs- oder Überschiebungstektonik). V1 und V2: Vulkanische Bildungen (Ein vulkanischer Innenbogen).

krümmt ist (1877 p. 182). Mit dieser Meinung hat *Lóczy* allen zuvorkommend das Zwischengebirge erkannt.

Bezüglich dieser Frage schreibt *Rozlozsnik* (p. 68): „Ich betrachte das Béli Gebirge und Bihar als den inneren Gürtelteil der Karpaten vom Ende der Kreide, welcher sich der urungarischen Masse anschloß und nachher das Schicksal der Letzteren teilte.“

IV. *Frühreifes Stadium*: Die sich seitwärts fortpflanzenden Undationen haben sich in einen vulkanischen Innenbogen und einen nicht vulkanischen Außenbogen mit nach aussen gerichteter Faltungs- oder Überschiebungstektonik differenziert. Sie umgeben ein schwach vulkanisches Gebiet, das je nach der Phase der Oszillation, in der es sich befindet, den Charakter eines Zwischengebirges (*Kober*) oder einer Innensenke (*Kossmat*) hat. Im allgemeinen hat in diesem Stadium eine Hemmung der Wellenbewegung durch das kontinentale Vorland stattgefunden, so dass der Bogen in seiner Form daran angepasst wird (z. B. Molukkenbogen an das australische Vorland.)

Bemmelen's IV. Figur zeigt eine auffallende Ähnlichkeit mit der Figur, welche die Lage der russische Tafel und Afrika veranschaulicht. Auf *Bemmelen's* „III“ Figur verschieben sich die mit „n. v.“ bezeich-

neten Erhebungen (die späteren West-Karpaten, Dinariden) nach den Vorländern zu. Es erscheinen die inneren vulkanischen Ketten (bei *Bemmelen* mit „v“ bezeichnet.) Das Zwischengebirge zerfällt weiter und es bildet sich eine Innensenke.

Im heutigen Zustand ist an der Oberfläche nur je eine Scholle des Zwischengebirges (Mecsek, Villány, Bihar) sichtbar. Die übrigen versanken in die Tiefe. Die Senkung des Gebietes begann im Tertiär und erreichte ihren Höhepunkt im Pannon.

Die Bohrung von Nagyszénás liegt in dem am tiefsten gesunkenen Teil des Alföld, wie das aus unserem Profil ersichtlich ist. Darauf hat schon *Sümeghy* (1944 p. 148) hingewiesen, als er festgestellt hat, daß das Senkungsgebiet größten Umfanges im mittleren Teil des Alföld zu finden ist. Das Streichen dieser Senkung ist noch nicht genau festgestellt. Die bisherigen Angaben weisen aber — wie *Sümeghy* (p. 149) schreibt — auf eine O—W-liche Streichrichtung der Senkung. Diese Streichrichtung weist auf eine längs der Achse des Gebirges erfolgte Senkung hin. *Sümeghy* äußert auf Grund des Studiums der jungen Sedimente, *Lóczy* sen. aber wie wir es später sehen werden, auf Grund von Untersuchungen der mesozoischen Ablagerungen die Meinung, welche die Möglichkeit eines Zwischengebirges voraussetzt. *Sümeghy* (p. 150) weist darauf hin, es sei nicht unmöglich, daß die mit der Levantischen Senkung zu Stande gekommene Anordnung eine uralte Streichrichtung widerspiegelt. Neuere Angaben rechtfertigen diese Vermutung ebenfalls.

Ich habe drei Stadien der Entwicklung der Tisia bzw. des Zwischengebirges bezeichnet:

A) *Die Mittelschwelle-Geantiklinale*. Dieses geomorphologische Bild beschränkt sich auf die vorpermische Zeit des neuen Paläozoikums. Zu dieser Zeit schloß sich das pannonische urkristalline Grundgebirge als Festland der Rodope an. Es wird zertrümmert. Zwischen seinen Schollen wird terrigene Ablagerung aufgehäuft. Später, im Mesozoikum dringt das Meer ein. Diese wird zertrümmert.

Die Magmatätigkeit hängt mit der Zertrümmerung zusammen (Quarzporfir).

B) *Das Zwischengebirge*. Es wird aus den in den Meereströgen abgelagerten mesozoischen Sedimenten und aus den diese umrandenden Urgesteinen gebildet. Es nimmt jedoch nicht das ganze Gebiet der Tisia ein.

C) *Die Innensenke*. Das Zwischengebirge wird zertrümmert. Auch der außerhalb des Zwischengebirges liegende Teil der Tisia wird zertrümmert. *Dieser Prozess ist wieder mit der Magmatätigkeit verbunden (Andesit etc., Vulkankranz.)* Durch die Versenkung des zertrümmerten Zwischengebirges gelangte ein Teil des Gebietes der Tisia unter die Herrschaft des Meeres. Die Überflutung des Karpatenbeckens durch das Meer ist im Pannon am vollständigsten.

Zur Ergänzung der gesagten lege ich die tektonische Kartenskizze der Indonesischen Inseln und des Karpatengebietes bei. Beide Karten sind durch vorwiegend nach außen gerichtete Vergenzen (auf der nach *Kuenen* mitgeteilten Kartenskizze habe ich die Vergenzen bezeichnenden

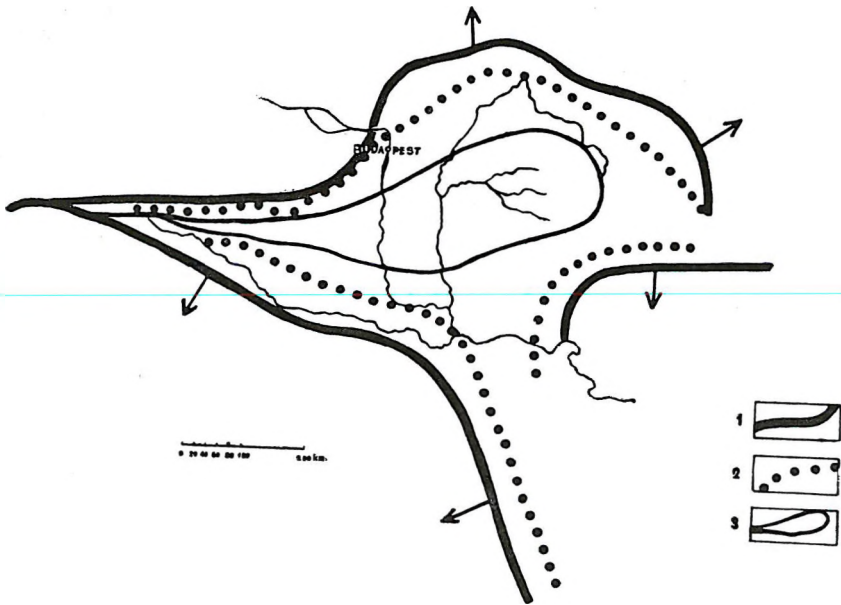
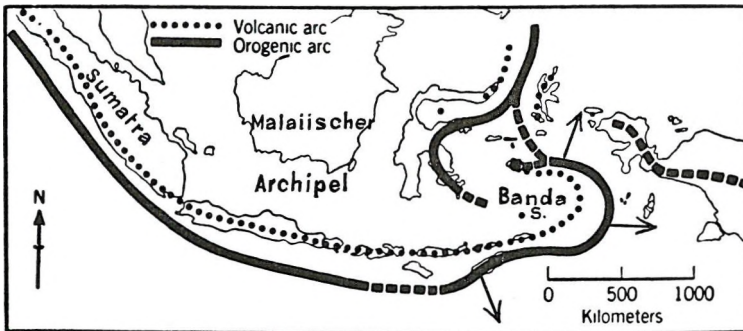


Abb. 3. Schema der karpat-dinarischen Leitlinien, Vulkankranz und Zwischengebirge

1. Karpat-dinarischen Bogen, 2. Vulkankranz, 3. Zwischengebirge.



Orogenic belt of Indonesia as indicated by gravity field.

Abb. 4. Orogenic belt of Indonesia as indicated by gravity field.
Nach Kuenen.

Pfeile von Kuenen's Figur 93. übernommen) durch innere Vulkankränze sowie Zwischengebirge innerhalb der letzteren, ferner durch Massenüberschuss der Interniden und Massendefizit des äusseren Rahmens gekennzeichnet. (Betreffs der Anomalien gibt Kuenen's Tabelle B Aufklärung.)

Auf die Aehnlichkeit der mediterranen und indonesen Inselwelt hat *Staub* schon in 1928 aufmerksam gemacht, neuerlich hat es *Kuenen* (1950. p. 188) und *S. Warren Carey* (A tectonic approach to continental drift. — Continental Drift, a Symposium Geol. Dep. Univ. of Tasmania 1959. p. 317) auch darauf nachgewiesen. *Carey's* Vergleich bewegt sich in allgemeinen Rahmen. *Staub's* Vergleich bezieht sich teils auf eine allgemeine Aehnlichkeit (p. 88), teils auf den *Banda*-Bogen und auf den Westalpen-Pirenäen Bogen (p. 90). Die vorgelegten Karten machen auf die Aehnlichkeit des *Banda*- und Karpatenbogens aufmerksam.

Wir kennen nur Bruchstücke des Zwischengebirges. Weitere Untersuchungen können die Einzelheiten verändern. *Das ist aber kein Grund um seine Lage im allgemeinen Bild nicht feststellen zu können. Auf Grund dieser Bruchstücke kann seine Lage unzweifelhaft bestimmt werden. Man kann feststellen, dass binnen des Karpatenbogens infolge der Wirkung der austrischen Phase ein Gebirge entstand. Dieses Gebirge ist also im wahren Sinne des Wortes ein Zwischengebirge. Der grösste Teil dieses Gebirges ist in die Tiefe gesunken, sein Gebiet wurde zur Innensenke. Einige Schollen aber: Bihar, Mecsek, Villány sind auf der Oberfläche geblieben. So haben wir keine Ursache, die Wirklichkeit des Zwischengebirges und des Internids zu leugnen.*

In Zusammenhang mit dieser Frage schreibt *Prinz* (1958 p. 221): „Das Bild und die Lage des kleinen, längs dem Maros (Hegyes-Drócsa) liegenden Flysch-Gürtels spricht für die Wahrscheinlichkeit, daß in der Kreide und im Paleogen innerhalb des Karpatenbogens, wenn auch nicht ein hohes Gebirge, aber wenigstens ein Hochland von Mesa Typ war.“

Die Zertrümmerung der Mittelschwelle und später des Zwischengebirges kann mit *Bemmelen's* Unterströmungstheorie in Zusammenhang gebracht werden. Infolge der Wirkung des strömenden, aufgepressten Magmas verdünnt sich die Kruste auf dem Gebiete des Internids. Durch die Verdünnung der Kruste wird das isostatische Gleichgewicht des Internids und des Vorraumes eingestellt. Gleichzeitig zeigt sich innerhalb des Internids auch eine lokale isostatische Störung.

Gálfi und *Stegena* haben festgestellt, daß Ungarn das dünnste Gebiet des durchschnittlichen europäischen Krustenteiles sei.

Im Gebiete des Internids verdünnt sich die Kruste auch anderwärts, wie *Szlávin* im Falle des Schwarzen Meeres und der Grusischen Scholle darauf hinweist. Die Ergebnisse der Untersuchungen, die die Rechtfertigung der Verdünnung der Kruste zum Zwecke hatten, bestätigen die Richtigkeit der Theorie *Bemmelen's*. *Wenn nämlich die Kruste von früher geringerer Oberfläche, infolge der magmatischen Strömungen eine grössere Oberfläche einnimmt, muss sich die Kruste verdünnen, sich auseinanderziehen und ausdehnen. Wo sich die Kruste ausdehnt, entstehen Spalten. Diese machen den Weg des Magma frei. Die Magmatätigkeit führt zu weiteren Zertrümmerungen.* Im Raume der Geantiklinalen bietet sich daher der Magmatätigkeit ein weites Feld. Da aber der Prozess der Ausdehnung durch den Kraton des äußeren Rahmens gebremst und die Bildung tiefer Spalten durch die aufeinandergeschobene Sedimentdecken

verhindert wird, findet die mächtigste magmatische Tätigkeit in den Interniden statt und zwar hauptsächlich auf ihren Rändern. Dort daher, wo sich die Kruste entlang der Berührung der Geantiklinalen verdünnt und in die Tiefe gesunken ist, treten effusive Prozesse auf. An den Geantiklinalen sind eher intrusive Prozesse zu gewärtigen. Während der magmatischen Tätigkeit und nachher, wird die Zertrümmerung der Geantiklinalen fortgesetzt. Das Ergebnis dieses Prozess ist das Zerfallen des Zwischengebirges in Teile und in Bruchstücke.

Der allgemeinen Auffassung entsprechend werden die Interniden im Laufe der Gebirgsbildung zusammengedrückt und auf einen engeren Raum zusammengepfrecht. In diesem Falle kann sich die Kruste nicht verdünnen; die vulkanische Tätigkeit ist kaum erklärlich, da der Prozess zum Versperren der Spalten und der Magmagänge führt.

Die Entstehung eines als disjunktiv angenommenen Bruchsystems, der Streichrichtung *NW—SO*, kann nicht auf die drehende Wirkung eines Kräftepaars zurückgeführt werden. Das Internid bildet nämlich mit den ihm umgebenden Gebieten eine zusammenhängende Einheit, von jenen getrennt kann es daher keine Bewegung vollführen. Auch die Lage des Vulkankranzes gibt keinen Anlaß zur Voraussetzung eines solchen disjunktiven Systems; die Vulkankränze erscheinen nämlich nicht in der Streichrichtung *NW—SO*. Durch die Dehnung des Gebietes erklärt sich auch das Migration der Geosynklinale nach außen zu.

Die magmatischen Einlagerungen dürften auch den Massenüberschuss erklären. Auf diese Möglichkeit hat im allgemeinen *Kossmat* (1924 p. 279) schon vor Jahrzehnten hingewiesen. Es ist möglich, daß der unter der Kruste liegende Basalt-Gabbro Gürtel bei der Ausbildung des Massenüberschusses auch eine Rolle spielt. In dieser Hinsicht ist *Bouguer's* Schwereanomalienbild der Ostalpen und des sich anschließenden — auf der kleinen ungarischen Tiefebene — tektonisch identischen Gebietes des pannonischen Beckens erwähnenswert. In den Alpen finden wir nämlich unter der Zentralzone den größten Massendefizit. Diese nimmt ostwärts ab und am Rand des Pannonischen Beckens drängt sich schon ein Überschuß auf (*Kossmat* 1921.) Dort nämlich wo wir das verdünnte Gebiet erreichen, wo die Kruste mit magmatischen Stoffen durchtränkt ist, meldet sich statt Massendefizits ein Massenüberschuß.

Auf dem Gebiet der ungarischen Innensenke zeigen sich erdmagnetische Maxima und Minima. Verschiedene Bohrungen haben basische Gesteine erschloßen, die auch im in weiterem Sinne aufgefaßten Bihar bekannt sind. Die geringe Suszeptibilität der Gesteine, welche die in der Türkeve-Nagyhajomer Scholle abgetäufelten Bohrungen erschloßen wurden, beweist, daß das kristalline Gestein als Ursache des Maximums nicht in die Frage kommen kann. Deswegen kann angenommen werden, daß die Maxima, durch die in der Kruste steckengebliebenen basischen Gesteine hervorgerufen werden.

ZUSAMMENFASSUNG

1. Zweck der Arbeit ist zu beweisen, daß die Begriffssymbole Interniden, Zwischenmasse, Mittelschwelle, Zwischengebirge, sich auf verschiedene Begriffe beziehen.

2. Die Vergenzen entwickeln sich in erster Linie infolge der Wirkung eines horizontalen Druckes. Die horizontale Bewegung wird meist durch den Druck der in den Vorräumen aufgehäuften Sedimentbelastung verursacht. Die Verhältnisse der erwähnten Vergenzen weisen darauf hin, daß weder die Übereinstimmung der Vergenzrichtungen allein die Zusammengehörigkeit der Gebirgsketten beweisen noch die Verschiedenheit der Vergenzen das Gegenteil behaupten kann. Im allgemeinen ist aber die Größenordnung und die Richtung der Vergenzen für ein Kettengebirge bezeichnend.

Infolge Verdünnung der Internidenkruste hört das isostatische Gleichgewicht zwischen der Interniden und dem Vorraum auf.

3. Das Zwischengebirge ist ein Teil der Interniden. Der Begriff der Interniden und der Zwischengebirgen ist daher nicht identisch. Ich gehe an die räumliche Lage der Tisia und des Zwischengebirges des Karpatenbeckens sein.

Ich nehme das Agäische Meer mit dem zeitlichen Zustand des Großen Ungarischen Tieflandes der Pannon-Zeit als übereinstimmend an. Demzufolge drückt das Alföld ein mehr vorgeschrittenes Bild des Internidenzustandes aus, als das Agäische Meer.

4. *Bemmelen* veröffentlicht eine Abbildungsreihe zur Versinnlichung der Gestaltung des durch das Kettengebirge eingeschlossenen Gebietes. Durch diese wird im Falle des Karpatenraumes auch die Entwicklung der Tisia, der *Lóczy*-Schwelle, des Zwischengebirges und der Innensenke erklärt. Diese Abbildungsreihe zeigt die verschiedenen Entwicklungsphasen der Tisia und unterstützt damit *Bemmelen's* gesetzmässige Feststellungen durch neuere Daten.

5. Die Bildung eines Gravitationsmassenüberschusses kann mit der Verdünnung der Kruste, beziehungsweise mit dem Vorhandensein von Gesteinen größerer Dichte in Zusammenhang gebracht werden. Im Gebiete der Zwischenmassen vergrößert sich nämlich auf Wirkung der „Unterströmung“ des emporsteigenden Magmas die Oberfläche der Kruste und dehnt sich aus, was die Verdünnung der Kruste zur Folge hat; es entstehen mächtige Spalten, durch die das Magma aufwärts dringt. Dies gelangt teils auf die Oberfläche, teils wird es in der Kruste verstaub. Dieses sehr dichte, teils zum basischen Gestein umgestaltete Magma äußert sich im Gravitationsbild als Massenüberschuß. Die Verdünnung der Kruste des Internids unterstützt die Richtigkeit der *Bemmelen'schen* Theorie.

Ich erwähne hier, dass im Karpatenraum der nach aussen gerichteten Migration der Geosynklinale eine nach innen gerichtete Migration vorangeht. Während nämlich die Bakony-Strecke schon im Karbon eine Geosynklinale bildet, entsteht die Geosynklinale der Zwischengebirges erst im Perm. Im Karpatenraum besteht nämlich neben der nach außen ge-

richteten Migration, auch eine entgegengesetzter Richtung. Die nach innen gerichtete Migration erwähnt auch *Graubau* [*Glaessner* und *Teichert* p. 577]. Der die innere Migration hervorrufoende Vorgang — die Magmaströmung — erweckt die Mittelschwelle zum Leben. Infolge der nach innen gerichteten Magmaströmung wird die Erzgebirgisch-gerichtete und Dinarische Geantiklinale zertrümmert.

An der beigeschloßenen Karte habe ich die Angaben, die sich auf die Dinariden beziehen, dem Werke von *Petkovic*, die sich auf die Alpen beziehen, dem Werke von *Kober* und *Staub* entnommen; die Angaben die sich auf die im geographischem Sinne aufgefaßten Karpaten beziehen, habe ich vom Werke von *Telegdi Roth* entlehnt. Die Schilderung der Alp-Karpaten und der *Lóczy* Schwelle habe ich auf Grund der zur Verfügung stehenden Angaben teils mit Ausnützung der Bohrungsdaten durchgeführt. Für die Überlassung des Bohrmaterials sage ich dem Erdöltrust aufrichtigen Dank aus.

SCHRIFTTUM

- Argand, E.*: Sur l'arc des Alpes Occidentales. *Eclogae Helv.* T. **XIV.**, 1916, Lausanne
- Bemmelen, R. W. van.*: Undationstheorie und ihre Anwendung auf die mittelatlantische Schwelle *Z. Deutsch. Geol. Ges.* 85. Berlin, 1933.
- Bemmelen, R. W. van.*: Magma- und Krustenundationen (eine Ergänzung von Haarmann's Oszillations-Theorie)
- Handelingen van Het Zesde Nederlandsch-Indisch Natuurwetenschappelijk Congres Gehouden te Bandoeng 22, 23, 24, 25, 26 September, 1931.
- Bendefy L.*: Niveauänderungen im Raum von Transdanubien auf Grund zeitgemässer Feineinwägungen, *Acta Technica Ac. Sc. Hungaricae* T. **XXIII.** Fasc. 1—3 Budapest, 1959.
- Böckh, H., — Lees, G. M., — Richardson, F. D. S.*: Contribution to the Stratigraphy and Tectonic of the Iranian Ranges (The Structure of Asia) Edited by J. W. Gregory, London, 1929.
- Cloos H.*: Hebung, Spaltung, Vulkanismus etc. *Geol. Rundschau* Bd. **XXX.** 1939. Stuttgart
- Deecke W.*: Die alpine Geosynklinale *N. J. f. Min. Geol. u. Paläont.* BB. **XXXIII.** Stuttgart, 1912.
- Egyed L.*: Zsugorodás, tágulás vagy magmaáramlások. *Földrajzi Közl.* **LXXXIII.** 1959. Budapest
- Gálfi J. und Stegena L.*: Tiefenreflexionsversuche in Ungarn zum Studium der kontinentalen Aufbauung, *Geol. Rundschau* Bd. **46.** H. 1. Stuttgart
- Glaessner, M. F. — Teicher, C.*: Geosynclines: A Fundamental Concept in Geology, New Haven, Conn. American Journ. of Sc. Vol. 245 No. 8—9. 1947.
- Földvári A.*: A szabadbattyáni ólomérc és kövületes karbon előfordulás *M. T. Akad. Műszaki T. O.* 5. K. 3. sz., Budapest, 1952.
- Kiss J.*: A szabadbattyáni Szárhegy földtani és ércgenetikai adatai, *Földt. Közl.* **LXXXI.** Budapest, 1951.
- Kober, L.*: Die Orogenstheorie, Berlin, 1933.
- Kober, L.*: Gestaltungsgeschichte der Erde, 1925
- Kober, L.*: Bau und Entstehung der Alpen, Wien, 1955.
- Klemme, H. D.*: Regional Geology of Circum Mediterranean Region. *Bull. of the American Ass. of Petroleum Geologists* Vol. **42.** Nu. 3. Part I. Tulsa, Oklahoma, 1958.
- Kossmat, F.*: Die Mediterranen Kettengebirge in ihrer Beziehung zum Gleichgewichtszustande der Erdrinde. *Abh. Sächs. Ak. Wiss.* Bd. **38.** Nr 2. 1920.

- Kossmat, F.*: Die Beziehungen zwischen Schwere anomalien und Bau der Erdrinde. Geol. Rundschau Bd. **12**. Leipzig, 1921.
- Kraus E.*: Die Entwicklungsgeschichte der Kontinente und Ozeane. Berlin, 1959.
- Kuenen*: Marine Geology. 1950.
- Lóczy L.*: Jelentés a Hegyes-Drócsahegységben tett földtani kirándulásról. Földt. Közl. **VI**. Budapest, 1876.
- Lóczy L.*: A Bihar-hegység egy sajátos völgyalakjáról. Föld. Közl. **VII**. Budapest, 1877.
- Lóczy Jun., L.*: Die Rolle der paläozoischen und mesozoischen Orogenbewegungen im Aufbau des innerkarpatischen Beckensystems. Festschrift prof. Dr S. Boncev. Z. d. Bulgarischen geologischen Ges. Sofia XI. 1939.
- Petkovic K. V.*: Neue Erkenntnisse über den Bau der Dinariden, Jhrb. der Geol. Bundesanstalt, Jhr. 1958. 101. Bd. H. 1. 1958. Wien.
- Prinz Gy.*: Magyar Földrajz. Magyarország tájrajza, Budapest.
- Prinz Gy.*: Az országdomborzat földszármazástani magyarázata. Földr. Közl. **LXXXII**. 3. Budapest, 1958.
- Prinz Gy.*: Geographie Ungarns (nur ungarisch), Danubia, Pécs, 1925.
- Rozlozsnik P.*: A Bihar-hegycsoport tektonikai helyzete a Kárpátok rendszerében, Mat. és Termud. Ért. **LV**. Budapest, 1937.
- Stille, H.*: Der geotektonische Werdegang der Karpaten. Beihefte zum Geol. Jhrb. H. 8. Hannover, 1953.
- Szalai T.*: Geotektonische Synthese der Karpaten. Geofiz. Közl. **VII**. 2. Budapest, 1958.
- Szalai T.*: Struktur der präalpinen Bauelemente zwischen den Ostalpen und Westkarpaten. Geofizikai Közl. **VIII**. Budapest, 1960.
- Szlávin*: Geologiceszkij Szbornik, Lvov, 1958.
- Seidlitz W. v.*: Diskordanz und Orogenese der Gebirge am Mittelmeere Berlin, 1931.
- Staub, R.*: Betrachtungen über den Bau der Südalpen. Eclogae. Geol. Helv. **V**. 42. No. 2. 1949. Basel, 1950.
- Staub, R.*: Der Bewegungsmechanismus der Erde, Berlin, 1928.
- Tercier, J.*: Depots marins actuels et séries géologiques. Eclogae Geol. Helv. **Vol. 32**. Basel, 1939.
- Telegdi Roth K.*: Magyarország geológiája. Pécs, 1929.
- Vadász E.*: Magyarország földtana Budapest, 1960. Juli
- Kossmat, F.*: Die Beziehung des südosteuropäischen Gebirgsbaues zur Alpentektonik, Geol. Rundschau Bd. **XV**. Berlin, 1924.

T A R T A L O M

<i>Barta György—Flórián Endre: Érdekes mágneses háborgás a tihanyi obszervatóriumban</i>	83
<i>Bisztricsány Ede: A Budapestre vonatkozó méretegyenlet</i>	97
<i>Bisztricsány Ede: Méretmeghatározás a felületi hullám időtartamából</i>	105
<i>Huang Jen—Hu: A szeizmikus hullám frekvencia-spektrumáról</i>	113
<i>Szabadváry László: A geoelektromos kutatás tapasztalatai a mongóliai vízfúrások telepítésénél</i>	136
<i>Szalai Tibor: A Tisia és a Pannonikum köztihegysége</i>	165

C O N T E N T S

<i>Gy. Barta—E. Flórián: Eine interessante magnetische und ionosferische Störung in Ungarn</i>	83
<i>E. Bisztricsány: The magnitude-equation for Budapest</i>	97
<i>E. Bisztricsány: Magnitude-determination based on the duration of the surface wave</i>	105
<i>Huang Yen—Hu: On the frequency-spectrum of seismic waves</i>	113
<i>L. Szabadváry: Geoelectrical exploration experiences with the location of water-wells in Mongolia</i>	135
<i>T. Szalai: Die Tisia und das Zwischengebirge des Karpatenbeckens</i>	166

GEOFIZIKAI KÖZLEMÉNYEK IX. KÖTET, 1960.

T A R T A L O M

<i>Balkay Bálint</i> : A magyarországi földkéreg szerkezete	5
<i>Egyed László—Stegena Lajos</i> : A Föld tágulásának fizikai megalapozásához	23
<i>Egyed László—Szemerédy Pál</i> : Eszköz törésirányok eloszlásának mechanikus meghatározásához és annak alkalmazása	31
<i>Ku-Kong-Hsü</i> : Applications of geophysical methods in the search of metallic ore deposits in China	35
<i>A. Marussi</i> : Középpázsiai gravitációs anomáliák és tektonika	37
<i>Milos Pick</i> : Über eine Methode zur Herstellung von Karten topographischer Korrekturen	41
<i>Renner János</i> : Vizsgálatok a függővonalelhajlások terén	44
<i>G. Richter</i> : Kurzer Bericht über Polarisationsuntersuchungen von Transversaleinsätzen	51
<i>Scheffer Viktor</i> : A magyar „közbülső tömeg” kérdéséhez	56
<i>R. Tomaschek</i> : Praxis und Probleme der Erdgezeitenmessungen	69
<i>E. Vesanen, A. Metzger, M. Nurmi, M. T. Porkka</i> : Explosionseismic determination of P_g and S_g velocities in Finland	69
<i>E. Vesanen, M. T. Porkka, M. Nurmi</i> : On the seismicity of Finland ..	73
<i>D. Zidarov</i> : Experimentelle Lösung der Aufgabe von Dirichlet und Neumann für den Halbraum $Z > 0$	77
<i>D. Zidarov</i> : Experimentelle Lösung der inversen gravimetrischen und magnetometrischen Aufgabe	79
<i>Barta György—Flórián Endre</i> : Érdekes mágneses háborgás a tihanyi obszervatóriumban	83
<i>Bisztricsány Ede</i> : A Budapestre vonatkozó méretegyenlet	97
<i>Bisztricsány Ede</i> : Méretmeghatározás a felületi hullám időtartamából	105
<i>Huang Jen—Hu</i> : A szeizmikus hullám frekvencia—spektrumáról	113
<i>Szabadvány László</i> : A geoelektromos kutatás tapasztalatai a mongóliai vízfúráások telepítésénél	136
<i>Szalai Tibor</i> : A Tisia és a Pannonikum köztihegysége	165

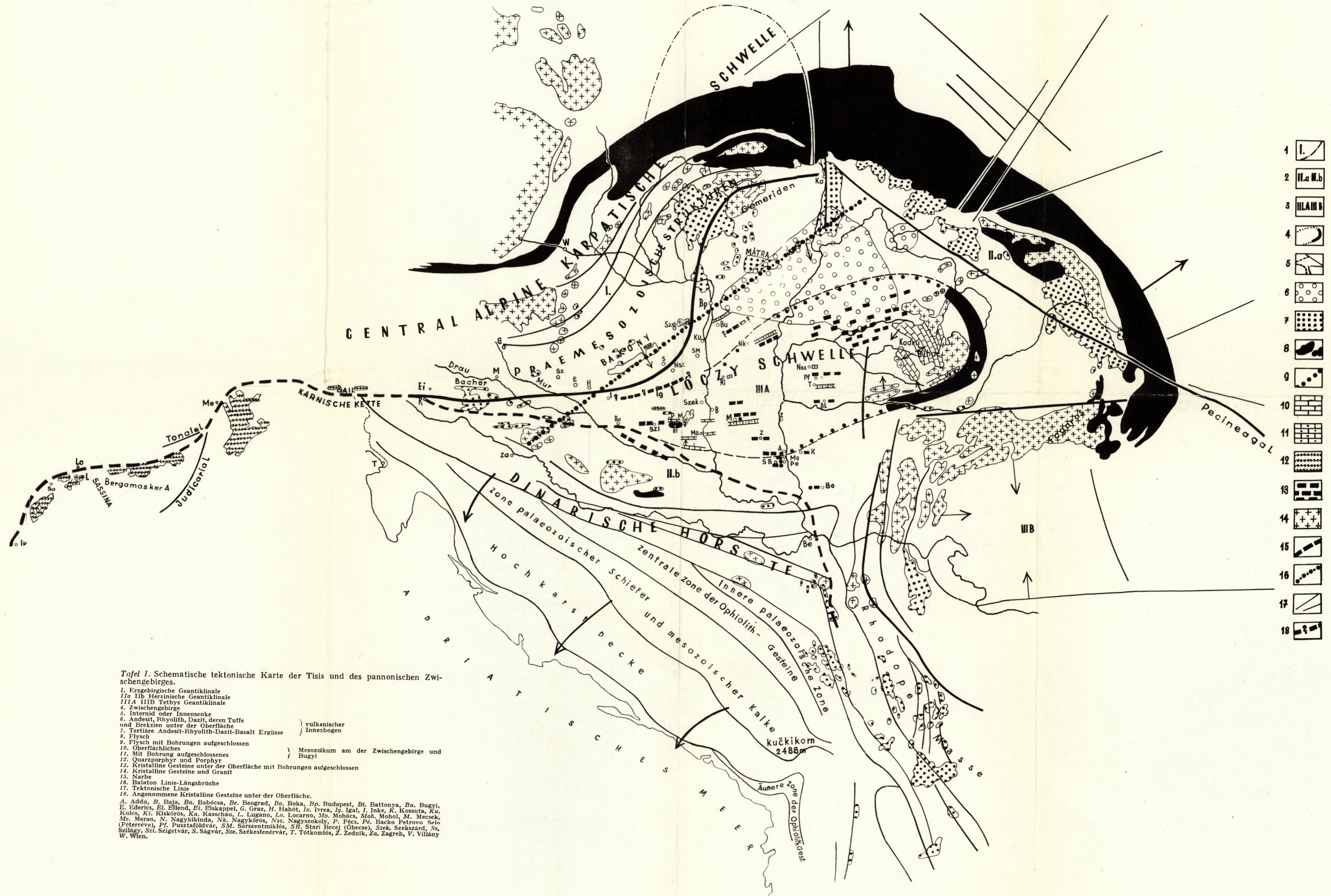
GEOPHYSICAL NOTES VOL. IX. 1960.

C O N T E N T S

<i>B. Balkay</i> : Crustal structure below Hungary	5
<i>L. Egyed—L. Stegena</i> : On the physical foundation of the Earth's expansion	23
<i>L. Egyed—P. Szemerédy</i> : A device for mechanically determining the direction-distribution of faults	31
<i>Ku Kong-Hsü</i> : Applications of geophysical methods in the search of metallic ore deposits in China	35
<i>A. Marussi</i> : Anomalies de la pesanteur et tectonique en Asie Centrale ..	37
<i>Milos Pick</i> : Über eine neue Methode zur Herstellung von Karten topographischer Korrekturen	41
<i>J. Renner</i> : Investigations on deflections of the vertical	43
<i>G. Richter</i> : Kurzer Bericht über Polarisationsuntersuchungen von Transversaleinsätzen	51
<i>V. Scheffer</i> : Über die Frage des „Zentralmassiv“-s des Karpatenbeckens	55
<i>R. Tomaschek</i> : Praxis und Probleme des Erdzeitenmessungen	69
<i>E. Vesanen, A. Melzger, M. Nurmia, M. T. Porkka</i> : Explosionseismic determination of P_g and S_g velocities in Finland	69
<i>E. Vesanen, M. T. Porkka, M. Nurmia</i> : On the seismicity of Finland ...	73
<i>D. Zidarov</i> : Experimentelle Lösung der Aufgabe von Dirichlet und Neumann für den Halbraum $Z > 0$	77
<i>D. Zidarov</i> : Experimentelle Lösung der inversen gravimetrischen und magnetometrischen Aufgabe	79
<i>Gy. Barta—E. Flórián</i> : Eine interessante magnetische und ionosphärische Störung in Ungarn	83
<i>E. Bisztricsány</i> : The magnitude—equation for Budapest	97
<i>E. Bisztricsány</i> : Magnitude—determination based on the duration of the surface wave	105
<i>Huang Yen-Hu</i> : On the frequency—spectrum of seismic waves	113
<i>L. Szabadváry</i> : Geoelectrical exploration experiences with the location of water — wells in Mongolia	135
<i>T. Szalai</i> : Die Tisia und das Zwischengebirge des Karpatenbeckens	166

SCHEMATISCHE TEKTONISCHE KARTE DER TISIA UND DES PANNONISCHEN ZWISCHENGEORGES

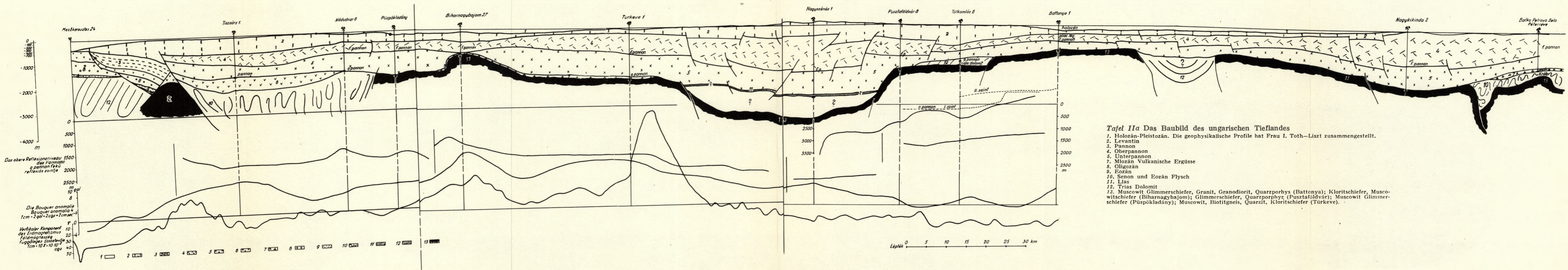
T. SZALAI 1960
 0 20 40 60 80 100 200km



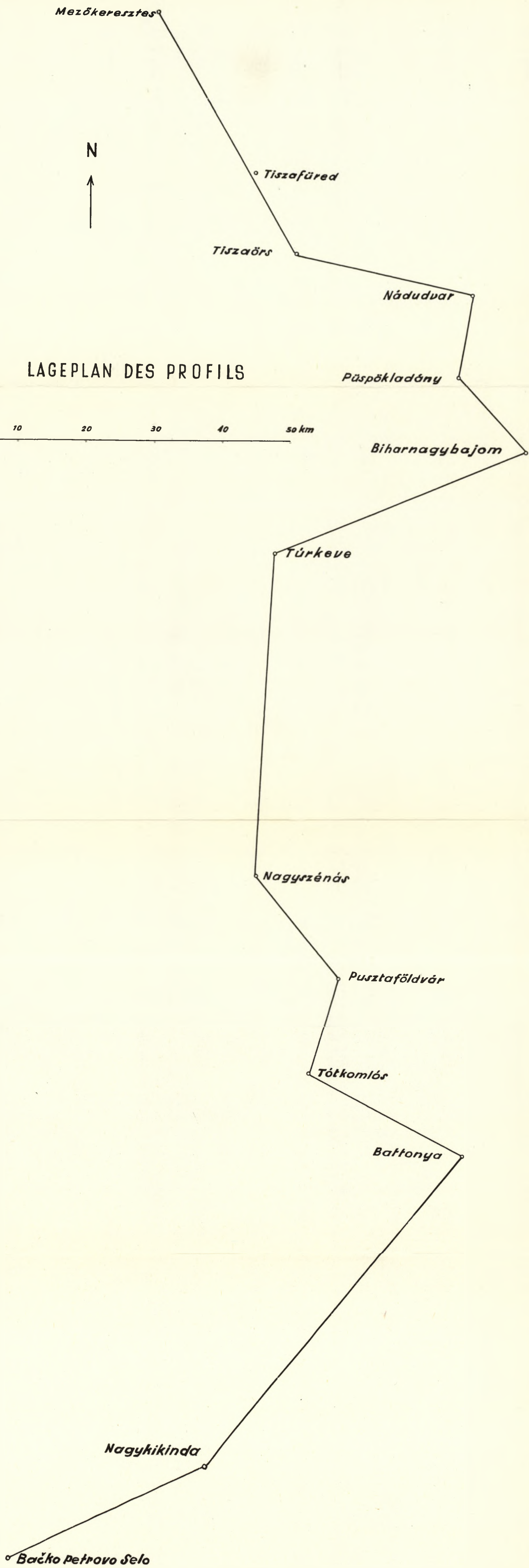
Tafel I. Schematische tektonische Karte der Tisia und des pannonischen Zwischengebirges.

1. Erzgebirgische Geantiklinale
 1/a 1/b Herzynische Geantiklinale
 1/1a 1/1b Tethys Geantiklinale
 4. Zwischengebirge
 5. Internid oder Innensenke
 6. Andesit, Rhyolith, Dazit, deren Tuffe und Brekzien unter der Oberfläche } vulkanischer
 7. Tertiäre Andesit-Rhyolith-Dazit-Basalt Ergüsse } Innenbogen
 8. Flysch
 9. Flysch mit Bohrungen aufgeschlossen
 10. Oberflächliches } Mesozoikum am der Zwischengebirge
 11. Mit Bohrung aufgeschlossenes } Bugyi
 12. Quarzporphyr und Porphyr
 13. Kristalline Gesteine unter der Oberfläche mit Bohrungen aufgeschlossen
 14. Kristalline Gesteine und Granit
 15. Narbe
 16. Balaton Linie-Längsbrüche
 17. Tektonische Linie
 18. Angenommene Kristalline Gesteine unter der Oberfläche.

A, Adia, B, Baja, Ba, Bahöcsa, Be, Beograd, Bo, Boka, Bp, Budapest, Bl, Battonya, Bu, Bugyi, E, Ederics, El, Ellend, Ei, Eiskappel, G, Graz, H, Hahót, Io, Ivrea, Jp, Igal, I, Inke, K, Kossuta, Ku, Kulcs, Ki, Kiskörös, Ka, Kasschau, L, Lugano, Lo, Locarno, Mo, Mohács, Mh, Mohol, M, Mecsék, Me, Meran, N, Nagykikinda, Nk, Nagykörös, Nz, Nagyszokoly, P, Pécs, Pé, Backo Petrovo Selo (Péterrova), Pf, Pusztaföldvár, SM, Sárszentmiklós, SB, Stari Becej (Obecse), Szek, Szekszárd, Sz, Szilágy, Szl, Szigetvár, S, Sávgyár, Sz, Székesfehérvár, T, Tótkomlós, Z, Zednik, Za, Zagreb, V, Villány, W, Wien.



Tafel IIa Das Baubild des ungarischen Tieflandes
 1. Holozän-Pleistozän. Die geophysikalische Profile hat Frau I. Toth-Liszt zusammengestellt.
 2. Levantin
 3. Pannontin
 4. Oberpannon
 5. Unterpannon
 7. Miozän Vulkanische Ergüsse
 8. Oligozän
 9. Eozän
 10. Senon und Eozän Flysch
 11. Lias
 12. Trias Dolomit
 13. Muscovit Glimmerschiefer, Granit, Granodiorit, Quarzporphyr (Battonya); Kloritschiefer, Muscovit-schiefer (Biharnagybajom); Glimmerschiefer, Quarzporphyr (Puztaföldvár); Muscovit Glimmerschiefer (Püspökladány); Muscovit, Biotitgneis, Quarzit, Kloritschiefer (Türkeve).



Tafel IIb Lageplan des Profils