

MAGYAR ÁLLAMI EÖTVÖS LORÁND GEOFIZIKAI INTÉZET

GEOFIZIKAI KÖZLEMÉNYEK

III. KÖTET

1—11. szám



MŰSZAKI KÖNYVKIADÓ, BUDAPEST

1954

TARTALOM

1. <i>Barta György</i> : A földmágneses tér évszázados változásának 44 éves periódusáról	3
2. <i>Lassovszky Károly és Oszlaczky Szilárd</i> : Graviméter-regisztrálások globális analízise	27
3. <i>Sebestyén Károly</i> : Összehasonlító vizsgálatok a vertikális elektromos szondázási görbék kiértékeléséről	31
4. <i>Posgay Károly</i> : Szeizmikus reflexiós mérések középhibája	41
5. <i>Tárczy-Hornoch Antal</i> : A terjedési sebesség meghatározásáról a reflexiós szeizmikus módszernél	55
6. <i>Bendefy László</i> : A Po-síkság jelenkori süllyedése	71
7. <i>Posgay Károly és Erős János</i> : Rengéshullámok terjedési sebességének meghatározása felszínközeli rétegekben	99
8. <i>Lányi János</i> : Gépjárművek által okozott útrezgések mérése szeizmikus mérőeszközökkel	107
9. <i>Szabadváry László</i> : Kutató fúrásokra támaszkodó geoelektromos feltalajkutatás	121
10. <i>Gálfi János és Liptay István</i> : Nyomásmérő szeizmikus kutatási célokra	143
11. <i>Haáz István Béla és Barta György</i> : A földmágneses elemek különbségei a budakeszi, pruhonicei és ógyallai obszervatóriumok között	157

Дь. Барта:

О СОРОКАЧЕТЫРЕХЛЕТНЕМ ПЕРИОДЕ ВЕКОВОГО ИЗМЕНЕНИЯ ЗЕМНОГО
МАГНИТНОГО ПОЛЯ

На основе серии годовых средних значений измерений, выполненных при помощи 36 магнитных обсерваторий, действующих уже в длительное время, исследуются автором свойства волны сорокачетырехлетнего периода, упомянутой уже раньше в предшествующей статье (1) автора, посвященной этой же теме. В магнитных обсерваториях пояса умеренного климата волна появляется везде. В длинных сериях она выявляется начиная от 1840-овых лет, ее амплитуда в склонении примерно $10-20'$, а в горизонтальной и вертикальной интенсивностях, около 200γ , значит по одному порядку величин больше предела точности измерения (см. фигуры 2—7). Экваториальные магнитные обсерватории показывают волну двадцатидвухлетнего периода.

После рассуждения аналогий и соотношений по симметрии, появляющихся в наложенной волне разных магнитных обсерваторий, определяется автором то, что за исключением D и Y волны всех магнитных элементов (I, H, X, Z и T) имеют одну и ту же фазу. Максимумы и минимумы волн появляются по всему земному шару одновременно (в 1906-ом или 1928-ом годах). В 1950-ом году уже наблюдается формирование более новой крайней величины. Однако крайние величины склонения и наложенной волны восточной составляющей в направлении на запад наблюдаются всегда более поздно (см. фиг. 8—9). В магнитных обсерваториях, находящихся на противоположных меридианах, наложенная волна имеет одну и ту же фазу, т. е. Земля окружается ЛВУМЯ волнами (таблица № IV.). В волнах D и Y магнитных обсерваторий, находящихся на том же меридиане, но располагающихся друг от друга на большом расстоянии в направлении с севера на юг — не наблюдается сдвиг фазы. При расчетах автор получил от отдельных магнитных обсерваторий их уравновешенные вековые изменения (см. фиг. 10—12). На фигурах №№ 10 и 11 хорошо видно, что Земля окружается двумя волнами вековых изменений (вариаций) магнитного склонения и наклонения. Двойной характер главной волны горизонтальной напряженности поля является не таким определенным.

G. Barta:

ON A 44 YEARS PERIOD OF THE SECULAR VARIATION OF THE
GEO-MAGNETIC FIELD.

(Preliminary communication)

The author deals with a wave of 44 years period established already in a previous paper (1), basing on the yearly values of 36 observatories with long series of registrations. The wave appears in all observatories of the temperate zones as it is shown in these series starting from 1840. Its amplitude is $10-20'$ in the declination and about 200γ in the horizontal and vertical intensity, i. e. it surpasses the errors of observation by an order of magnitude (Fig. 2—7.) Equatorial observatories show a wave of 22 years period.

After a reduction of the observed variations by linear, quadratic or cubic polynomials a period of about 44 years appears to be superimposed to the secular variation. The phases of all magnetic elements — with the exception of D and Y — are the same throughout the globe, their maxima and minima present themselves at about 1906 and 1928, and an other extreme at about 1950. On the other hand equal phases of the D and Y-waves may be observed only in equal longitudes, while they lag when proceeding from east to west; they are like on two opposite meridians, i. e. there are two waves drifting around the Globe (Table IV).

The figures of the smoothed secular variations (Fig. 10—12., where the places of the observatories and the year 1900 are marked by +) show that the secular variations of the declination and the inclination drift around the Globe in a twofold wave and they have two well marked maxima and minima. The doubled character of the main wave of the horizontal intensity is not so well accentuated.

A FÖLDMÁGNESES TÉR ÉVSZÁZADOS VÁLTOZÁSÁNAK 44 ÉVES PERIÓDUSÁRÓL

(Előzetes közlemény)

BARTA GYÖRGY

BEVEZETÉS

Régen ismeretes az a jelenség, hogy a földmágnességi erő iránya és nagysága időben változik. Ha ugyanazon a helyen egymástól távolosó időpontokban végzett mérések eredményeit időrendi sorba rendezzük és összehasonlítjuk, ez a változás azonnal feltűnik. Ilyen értelemben természetesen a földmágnességi erőnek csak hosszú periódusú évszázados változásáról beszélünk. E változás vizsgálatához hosszú mágneses észlelési sorozatokra van szükségünk. Sajnos azonban, ehhez a vizsgálatához elegendő hosszúságú megbízható sorozatokkal nem rendelkezünk.

Az első mágneses elhajlás adat *Keu-Tsung-Csi* kínai fizikus 1115-ben írt művében található, ahol az író megemlíti, hogy a mágnessé déli vége a teljes kör 24-ed részével (15° -kal) tér el keletre a csillagászati déli iránytól (Kínában). Ez a feljegyzés feledésbe merült [4].

A babiloniaiak és a kaldeusok már az ókorban ismerték a napórát. A középkor derekán európai népek ezt a műszert szállítható formában kezdték készíteni. A napórát az égtájak szerint kell tájolni, tehát ismerni kell a felállítási helyén a csillagászati északi irányt. Ezt az irányt legegyszerűbben napórára szerelt mágnessével tűzhatték ki. Amikor felismerték, hogy a mágnessé nem mutat pontosan északra, az eltérés szögét, a mágneses elhajlást, megjelölték az órán. Első elhajlás adataink a XV. század közepéről ilyen napórákról származnak. Egyes középkori templomok tengelyét mágnessével tűzték ki. A templomok tengelyének az iránya tehát maradandóan megörökítette az akkori mágneses deklinációt.

A mágneses elhajlás helyi változását először *Columbus Kristóf* jegyezte fel 1492 szeptember 13-án, amikor az Azori szigetektől 100 mérföldre nyugatra hajózott. Hajónaplójában megjegyezte, hogy a mágnessé hegye $5,5^\circ$ -kal tér el nyugatra a csillagászati meridiántól [7].

A XV. század közepétől fennmaradt adatok azonban hosszú századokon keresztül csak tájékoztató jellegűek. Velük szemben nem támaszthatunk magas követelményeket, hiszen a műszerek, a mérési módszerek és eljárások egészen kezdetlegesek voltak. Az évszázados menetet *Henry Gellibrand* mégis korán felismerte, amikor a saját 1634-ben végzett londoni mérésének eredményét ($4^\circ 5' E$) összehasonlította *Edmund Gunter* 1622-ből ($6^\circ 15' E$) és *William Borough* 1580-ból ($11^\circ 15' E$) származó eredményeivel.

Eddig a mágneses erőnek csak egy meghatározó adatáról, a mágneses elhajlásról beszéltünk. A két másik összetevő, a mágneses lehajlás és vízszintes erőösszetevő mérése még sokkal újabb keletű. A mágneses lehajlást

először *Georg Hartmann* 1544-ben említi, de a lehajlás mérésére szolgáló inklinatóriumot csak a XVIII. század közepén javították meg annyira, hogy vele kielégítő pontosságú méréseket lehetett végezni. A vízszintes térerősség mérésének a módszerét *Gauss* 1832-ben hozta nyilvánosságra. Abszolút mágneses térerősségmérés ennél korábban nem volt.

Az alkalmazott módszer

A földmágnességi erő évszázados változásának periódusát az eddigi elhajlás és lehajlás megfigyelések alapján 480 évre becsülik. Ez a megállapítás nem valami pontos. A rendelkezésünkre álló mintegy félévezredes mágneses elhajlás sorozat csak egy periódusra terjed ki és nem bizonyos, hogy a következő hullám periódusa is 480 év lesz, mint a már megfigyelt. A periódus megállapítását megnehezíti a kezdeti adatok bizonytalansága, a lehajlás és vízszintes erőösszetevő sorozatának rövidege is. A periódus ezenkívül függ a kiszámítására alkalmazott módszerektől is, ezért találunk erre vonatkozóan az irodalomban többféle adatot. Ha a fennforgó körülményeket mérlegeljük, megállapíthatjuk, hogy nagyobb pontosságot igénylő kutatásoknál nem támaszkodhatunk 100 évnél hosszabb sorozatokra.

A teljes évszázados változás periódusának pontos megállapítása — a rendelkezésünkre álló adatrendszeréből — nehézségekbe ütközik. Rendkívül fontos ezért, hogy az utolsó évszázad nagyobb pontosságú adatrendszereinek a felhasználásával megállapítsuk az évszázados változás jobban meghatározható sajátságait, és megvizsgáljuk az ezekből levonható törvényszerűségeket. Ezek a törvényszerűségek esetleg kapcsolatba hozhatók más természeti jelenségekkel, és így az évszázados változás okának megállapításához is közelebb juthatunk.

Az 1880-as évektől kezdve már aránylag sok obszervatóriummal rendelkezünk, és az azok által nyújtott adatok általában már elegendő pontosságúak ahhoz, hogy az évszázados változás kisebb sajátságait is kimutathassuk. Nagy nehézséget okoz az obszervatóriumok egyenlőtlen eloszlása a Föld felületén és egyes fontos területeken fekvő obszervatóriumok mérési sorozatának szakadozottsága is.

Ha egy mágneses elemnek évi középértékeit koordinátarendszerben ábrázoljuk, akkor az így nyert görbe bizonyos képet nyújt az évszázados változásról. Az így ábrázolt változás meglehetősen szabálytalan görbe, ami természetes, mert a megfigyelések 70—80 éves időtartama nem elegendő ahhoz, hogy a közel félévezredes periódusú változásnak hullámjellege kifejeződjék. Áttekintő kép kialakítását megnehezíti a változásnak említett szabálytalan alakja. Ilyen fajta ábrázolással megállapíthatjuk a földmágnességi erő változásait a Föld egy-egy pontján (obszervatóriumban), de az ábrázolás általános következtetések levonására még nem alkalmas. A vizsgálat első lépéseként meg kell állapítani az évszázados változásnak általános időbeli és térbeli jellegzetességeit.

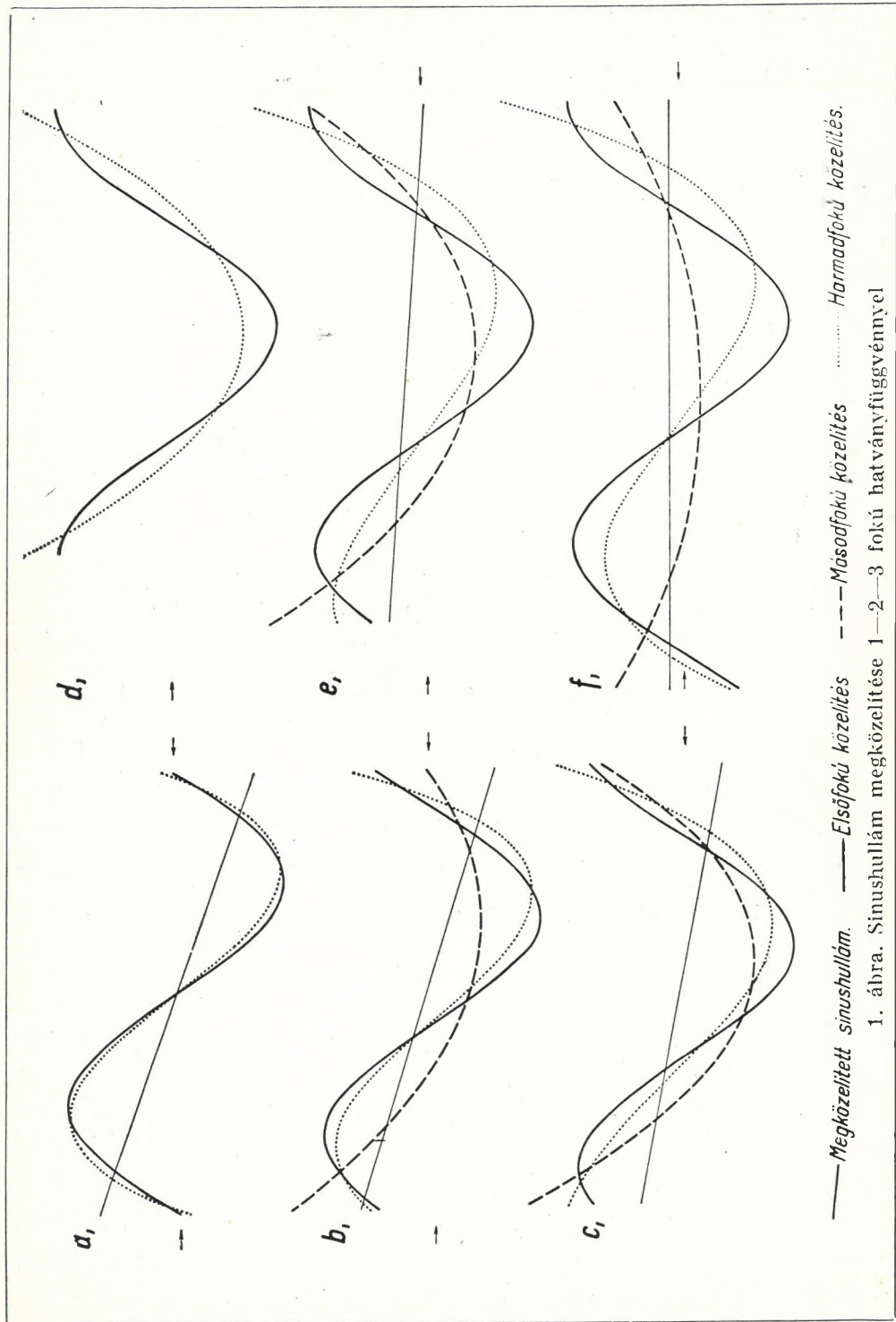
A földmágnességi erő évszázados változásának kutatására különböző módszereket alkalmazhatunk aszerint, hogy a változás milyen sajátságára összpontosítjuk a figyelmünket. Mi az évszázados változás szabályszerűségeit az egyes obszervatóriumok adatsorának vizsgálatával kezdtük, és a megfigyelt szabályszerűséget a különböző obszervatóriumok összehasonlításával a Föld egész felületére kiterjesztettük.

Kutatási eljárásunk a következő volt. Egyes obszervatóriumok mágneses elemeinek adatsorát a legkisebb négyzetek elvének alkalmazásával hatványssal közelítettük meg. Feltételeztük ezzel azt, hogy a nagy évszázados periódikus változás szöbanforgó viszonylag rövid szakaszán a periodikus függvény jól helyettesíthető hatványfüggvénnyel. A közelítő hatványfüggvény értékét a ténylegesen mért értékből kivonva, azt tapasztaltuk, hogy a különbségeknek ez a sorozata bizonyos szabályszerűséget mutat. Azt mondhatjuk, hogy a földmágnességi erő évszázados változásának a hullámára ráakódik egy kisebb periódusú hullám. E hullámnak a periódusa kb. 44 év, amplitúdója a különböző obszervatóriumoknál más és más, de a mérési pontosság határánál nagyságrenddel nagyobb (mágneses elhajlásban 10—20', a vízszintes és függőleges erőösszetevőben pedig 200 γ). Néhány európai obszervatórium adatsorában (Abinger, Ógyalla, Osló és Slutzk) ezt a hullámot már korábban kimutattuk [1].

Ennek a hullámnak további vizsgálata céljából feldolgoztuk a Föld valamennyi 40 évnél hosszabb sorozattal rendelkező obszervatóriumának mágneses évi középértékeit. Általában megállapíthatjuk, hogy a mérsékelt övi obszervatóriumok adatrendszerében a 44 éves hullám igen határozottan és egyértelműen jelentkezik. Előnyös, hogy a hullámot az utolsó 70 év nagypontosságú adatrendszerére támaszkodva vizsgálhatjuk, és így a határozatlan és szétfolyó jellegű évszázados változást — hacsak egyes vonásaiban is — egységes képbe foglalhatjuk. Ez az egységes kép hasonló természeti periódusokkal való összehasonlítás alapján, esetleg lehetővé teheti az évszázados menet fizikai okának a kiderítését is. A vizsgált sorozatok a hullám periódusánál nem lehetnek lényegesen rövidebbek. Ez sajnos, erősen korlátozza a felhasználható sorozatok számát. Általában 40 évnél rövidebb sorozatokat erre a vizsgálatra nem használhattunk fel.

A megközelítés fokának megválasztásánál óvatosan kell eljárunk. Ha ugyanis egy teljes sinus-hullámot ($0-2\pi$ -ig) akarnánk ezzel a módszerrel kimutatni, akkor a harmadfokú hatványfüggvény a hullámot olyan jól követi, hogy éppen a kutatás tárgyát képező hullámot nem ismerhetjük fel. Sokkal jobban hasonlít az eredeti hullámhoz a maradékhullám, ha csak elsőfokú közelítést alkalmazunk (1a ábra). Általában a hatványfüggvénnyel való megközelítés a maradékhullámot az eredetihez képest torzítja. A torzítás mértékét megítélhetjük 1a—f ábrákból. A torzítás más és más, ha a hullámot bizonyos fázisszöggel eltoljuk (1b c, d ábra), ugyancsak megváltozik a torzítás, ha a megközelített hullám argumentuma a ($0-2\pi$) értéktartományon túl terjed (1e, f ábra). A maradék hullám annál jobban hasonlít az eredetihez, minél alacsonyabb fokú közelítést alkalmazunk, és minél jobban túlterjed az eredeti hullám argumentuma a ($0-2\pi$) tartományon.

Ha a fenti eredményt a mi feladatunkra alkalmazzuk, akkor azt találjuk, hogy hosszú obszervatóriumi sorozatoknál viszont nem alkalmazható lineáris közelítés, mert a nyert egyenes az évszázados menet főhullámának az ívelését nem követi és ezért torzítja a rátevődött hullámot. Egészen hosszú sorozatoknál már harmadfokú közelítést kell alkalmaznunk, hogy az évszázados menet főhullámát teljesen kiszűrhesük. A megközelítés fokát ezért az adatsorok hosszától függően, ölelkezően állapítottuk meg. 40—56 év hosszúságú sorozatokra elsőfokú, 44—79-re másodfokú, 73—105 éves sorozatokra harmadfokú közelítést alkalmaztunk. A kevés kivételt nem tekintve megállapíthatjuk, hogy a különböző fokú megközelítések alapján nyert hullámok alig térnek el egymástól. Ilyen módon összesen 36 obszervatórium mágneses



— Mégközelített sinushullám. — Elsőfokú közelítés. --- Másodfokú közelítés. Harmadfokú közelítés.

1. ábra. Sinushullám megközelítése 1—2—3 fokú hatványfüggvénnyel

adatsorozatát (D , I , H , X , Y , Z és T -t) vontuk vizsgálatunk körébe. A felhasznált adatokat [2], [3]-ból vettük. A feldolgozott obszervatóriumok jegyzékét az I. táblázatban közöljük.

I. táblázat

A megvizsgált obszervatóriumok és adataik

Állomás	φ	λ	Időköz	Megköze- lítés foka	Megjegyzés
Oslo	+ 59,9°	+ 10,7	1843—1930	3	csak D, H, X, Y
Slutzk	+ 59,7	+ 30,5	1869—1941	2,3	
Sitka	+ 57,1	+ 224,7	1902—1950	1,2	
Wysokaja Doubrawa	+ 56,7	+ 61,1	1887—1944	2	D 1844—1944
Rude Skov	+ 55,8	+ 12,5	1892—1949	2	
Stonyhurst	+ 53,8	+ 357,5	1865—1943	2,3	I, Z, T 1876—1943
Witteveen	+ 52,8	+ 6,7	1891—1947	2	
Zuy	+ 52,5	+ 104,0	1887—1945	2	
Niemegk	+ 52,1	+ 12,7	1890—1949	2	
Clausthal	+ 51,8	+ 10,3	1845—1918	2,3	csak D
Abinger	+ 51,2	+ 359,6	1846—1950	3	
Manhay	+ 50,3	+ 5,7	1892—1950	2	csak D
Prága	+ 50,1	+ 14,4	1830—1926	3	csak D
Chambon-la-Forêt ..	+ 48,0	+ 2,3	1883—1950	2	
Budapest—Ógyalla	+ 47,9	+ 18,2	1871—1944	2,3	1871—1944 (szaka- dozott)
Agincourt	+ 43,8	+ 280,7	1899—1950	1,2	
Karsani	+ 41,8	+ 44,7	1879—1934	1,2	Z, T, I 1880—1934
Capodimonte	+ 40,9	+ 14,3	1882—1921	1	csak I
Coimbra	+ 40,2	+ 351,6	1868—1944	2,3	I, Z, T 1867—1940
Cheltenham	+ 38,7	+ 283,2	1902—1950	1,2	
San Miguel	+ 37,8	+ 334,3	1911—1950	1	
San Fernando	+ 36,5	+ 353,8	1891—1950	2	D 1881—1950
Kakioka	+ 36,2	+ 140,2	1897—1950	1,2	
Zô — Sè	+ 31,1	+ 121,2	1875—1947	2,3	
Helwan	+ 29,9	+ 31,3	1903—1944	1	
Au-Tau	+ 22,4	+ 114,0	1884—1939	1,2	
Honolulu	+ 21,3	+ 201,9	1902—1950	1,2	
Alibag	+ 18,6	+ 72,9	1846—1949	3	
San Juan	+ 18,4	+ 293,9	1903—1950	1,2	
Batavia	+ 6,2	+ 106,8	1884—1944	2	
Apia	— 13,8	+ 188,2	1905—1950	1,2	
Tananarivo	— 18,9	+ 47,5	1902—1950	1,2	
Mauritius	— 20,1	+ 57,6	1893—1950	2	
Pilar	— 31,7	+ 296,1	1905—1950	1,2	
Toolangi	— 37,5	+ 145,5	1893—1949	2	D 1950-ig
Amberley	— 43,2	+ 172,7	1902—1950	1,2	

Hogy a feldolgozás módját jobban megvilágítsuk, a Chambon la Forêt-i obszervatórium három mágneses elemére és a teljes intenzitásra (D , I , H és T -re) vonatkozólag részletesen közöljük a számítás eredményét. Az obszervatórium által mért és a számításra felhasznált adatsorokat a II. és III. táb-

II. táblázat

A mágneses elhajlás (D) és lehajlás (I) évszázados változása a Chambon la Forêt-i obszervatóriumban

Év	1 D _m	2 D _{sz}	3 ΔD	4 I _m	5 I _{sz}	6 ΔI
1883	− 16°22,8′	− 16°19,0′	− 3,8′	64°55,0′	65° 0,7′	− 5,7′
84	− 16°15,6′	− 16°14,7′	− 0,9′	64°54,3′	64°58,2′	− 3,9′
85	− 16° 9,3′	− 16°10,3′	+ 1,0′	64°52,6′	64°55,8′	− 3,2′
86	− 16° 3,3′	− 16° 5,8′	+ 2,5′	64°51,6′	64°53,5′	− 1,9′
87	− 15°57,2′	− 16° 1,2′	+ 4,0′	64°50,5′	64°51,2′	− 0,7′
88	− 15°52,1′	− 15°56,5′	+ 4,4′	64°50,4′	64°48,9′	+ 1,5′
89	− 15°47,0′	− 15°51,6′	+ 4,6′	64°48,5′	64°46,7′	+ 1,8′
90	− 15°41,1′	− 15°46,6′	+ 5,5′	64°46,8′	64°44,6′	+ 2,2′
91	− 15°35,2′	− 15°41,5′	+ 6,3′	64°45,9′	64°42,5′	+ 3,4′
92	− 15°29,3′	− 15°36,3′	+ 7,0′	64°45,1′	64°40,5′	+ 4,6′
93	− 15°23,5′	− 15°30,9′	+ 7,4′	64°42,9′	64°38,5′	+ 4,4′
94	− 15°17,6′	− 15°25,5′	+ 7,9′	64°41,0′	64°36,6′	+ 4,4′
95	− 15°11,8′	− 15°19,9′	+ 8,1′	64°38,8′	64°34,8′	+ 4,0′
96	− 15° 6,3′	− 15°14,1′	+ 7,8′	64°37,4′	64°33,0′	+ 4,4′
97	− 15° 1,0′	− 15° 8,3′	+ 7,3′	64°35,4′	64°31,3′	+ 4,1′
98	− 14°56,2′	− 15° 2,3′	+ 6,1′	64°34,1′	64°29,6′	+ 4,5′
99	− 14°51,9′	− 14°56,2′	+ 4,3′	64°31,6′	64°28,0′	+ 3,6′
1900	− 14°47,8′	− 14°50,0′	+ 2,2′	64°29,4′	64°26,4′	+ 3,0′
01	− 14°44,1′	− 14°43,7′	− 0,4′	64°25,7′	64°24,9′	+ 0,8′
02	− 14°40,7′	− 14°37,2′	− 3,5′	64°23,4′	64°23,5′	− 0,1′
03	− 14°36,5′	− 14°30,6′	− 5,9′	64°21,5′	64°22,1′	− 0,6′
04	− 14°32,1′	− 14°23,9′	− 8,2′	64°19,1′	64°20,7′	− 1,6′
05	− 14°27,8′	− 14°17,1′	− 10,7′	64°17,3′	64°19,5′	− 2,2′
06	− 14°23,4′	− 14°10,2′	− 13,2′	64°14,5′	64°18,2′	− 3,7′
07	− 14°18,0′	− 14° 3,1′	− 14,9′	64°13,1′	64°17,1′	− 4,0′
08	− 14°11,7′	− 13°55,9′	− 15,8′	64°11,2′	64°16,0′	− 4,8′
09	− 14° 5,0′	− 13°48,6′	− 16,4′	64°10,4′	64°14,9′	− 4,5′
10	− 13°57,8′	− 13°41,1′	− 16,7′	64° 9,6′	64°13,9′	− 4,3′
11	− 13°49,7′	− 13°33,6′	− 16,1′	64° 8,2′	64°13,0′	− 4,8′
12	− 13°41,0′	− 13°25,9′	− 15,1′	64° 6,6′	64°12,1′	− 5,5′
13	− 13°31,3′	− 13°18,1′	− 13,2′	64° 5,4′	64°11,3′	− 5,9′
14	− 13°21,9′	− 13°10,1′	− 11,8′	64° 4,8′	64°10,6′	− 5,8′
15	− 13°12,6′	− 13° 2,1′	− 10,5′	64° 5,2′	64° 9,9′	− 4,7′
16	− 13° 2,8′	− 12°53,9′	− 8,9′	64° 6,7′	64° 9,2′	− 2,5′
17	− 12°53,6′	− 12°45,6′	− 8,0′	64° 7,7′	64° 8,6′	− 0,9′
18	− 12°44,5′	− 12°37,2′	− 7,3′	64° 9,6′	64° 8,1′	+ 1,5′
19	− 12°35,0′	− 12°28,6′	− 6,4′	64° 9,5′	64° 7,6′	+ 1,9′
20	− 12°25,1′	− 12°19,9′	− 5,2′	64° 8,0′	64° 7,2′	+ 0,8′
21	− 12°14,7′	− 12°11,2′	− 3,5′	64° 6,3′	64° 6,8′	− 0,5′
22	− 12° 3,6′	− 12° 2,2′	− 1,4′	64° 5,9′	64° 6,5′	− 0,6′
23	− 11°52,3′	− 11°53,2′	+ 0,9′	64° 5,3′	64° 6,3′	− 1,0′
24	− 11°40,0′	− 11°44,0′	+ 4,0′	64° 5,2′	64° 6,1′	− 0,9′
25	− 11°27,9′	− 11°34,8′	+ 6,9′	64° 5,0′	64° 6,0′	− 1,0′

II. táblázat folytatása

Év	1 D_m	2 D_{sz}	3 ΔD	4 I_m	5 I_{sz}	6 ΔI
1926	— 11°16,0'	— 11°25,3'	+ 9,3'	64° 5,5'	64° 5,9'	— 0,4'
27	— 11° 4,4'	— 11°15,8'	+ 11,4'	64° 6,1'	64° 5,9'	+ 0,2'
28	— 10°52,5'	— 11° 6,2'	+ 13,7'	64° 6,3'	64° 5,9'	+ 0,4'
29	— 10°42,2'	— 10°56,4'	+ 14,2'	64° 7,3'	64° 6,0'	+ 1,3'
30	— 10°31,4'	— 10°46,5'	+ 15,1'	64° 8,3'	64° 6,1'	+ 2,2'
31	— 10°21,1'	— 10°36,5'	+ 15,4'	64° 9,8'	64° 6,4'	+ 3,4'
32	— 10°10,1'	— 10°26,3'	+ 16,2'	64°10,1'	64° 6,6'	+ 3,5'
33	— 9°59,5'	— 10°16,1'	+ 16,6'	64°10,6'	64° 6,9'	+ 3,7'
34	— 9°49,6'	— 10° 5,7'	+ 16,1'	64°10,8'	64° 7,3'	+ 3,5'
35	— 9°38,8'	— 9°55,2'	+ 16,4'	64°11,8'	64° 7,8'	+ 4,0'
36	— 9°28,9'	— 9°44,5'	+ 15,6'	64°11,3'	64° 8,3'	+ 3,0'
37	— 9°19,1'	— 9°33,8'	+ 14,7'	64°12,9'	64° 8,8'	+ 4,1'
38	— 9° 9,9'	— 9°22,9'	+ 13,0'	64°14,0'	64° 9,4'	+ 4,6'
39	— 9° 1,0'	— 9°11,9'	+ 10,9'	64°13,8'	64°10,1'	+ 3,7'
40	— 8°52,3'	— 9° 0,8'	+ 8,5'	64°13,9'	64°10,8'	+ 3,1'
41	— 8°43,4'	— 8°49,5'	+ 6,1'	64°14,3'	64°11,6'	+ 2,7'
42	— 8°34,9'	— 8°38,1'	+ 3,2'	64°13,0'	64°12,4'	+ 0,6'
43	— 8°26,4'	— 8°26,6'	+ 0,2'	64°13,7'	64°13,3'	+ 0,4'
44	— 8°18,0'	— 8°15,0'	— 3,0'	64°14,0'	64°14,3'	— 0,3'
45	— 8° 9,5'	— 8° 3,2'	— 6,3'	64°14,2'	64°15,3'	— 1,1'
46	— 8° 1,0'	— 7°51,4'	— 9,6'	64°15,6'	64°16,3'	— 0,7'
47	— 7°52,4'	— 7°39,4'	— 13,0'	64°15,7'	64°17,5'	— 1,8'
48	— 7°44,7'	— 7°27,3'	— 17,4'	64°15,2'	64°18,7'	— 3,5'
49	— 7°36,8'	— 7°15,1'	— 21,7'	64°15,0'	64°19,9'	— 4,9'
1950	— 7°29,1'	— 7° 2,7'	— 26,4'	64°13,8'	64°21,2'	— 7,4'

1., 4. oszlop: A mágneses elem évi átlagértéke az obszervatóriumban.
2., 5. oszlop: A mágneses elem 1a és 1b egyenletekből számított kiegyenlített értéke.
3., 6. oszlop: A mért és számított értékek különbsége, a szuperponált hullám.

lázat 1., illetve 4. oszlopában találjuk. Ezeket az adatsorokat az idő másodfokú hatványfüggvényével megközelítettük. A nyert függvények a következők:

$$D = -16^{\circ}23,09' + 4,0651' t + 0,061 400' t^2, \quad 1a.$$

$$I = 65^{\circ}3,24' - 2,5603' t + 0,028 557' t^2, \quad 1b.$$

$$H = 19654,8\gamma + 19,049 t - 0,206 477 t^2, \quad 1c.$$

$$T = 46590,8\gamma - 27,654 t + 0,321 644 t^2, \quad 1d.$$

mind a négy egyenletben $t =$ időpont — 1882.

A fenti függvényekből bármely időpontra kiszámíthatjuk a mágneses elemek matematikailag kiegyenlített értékét. Ezeknek a számított értékeknek a sorozatát a II. és III. táblázat 2. és 5. oszlopában találjuk. Ha a mért és számított értékek különbségét képezzük, akkor ezek bizonyos időközben pozitívok, más időközben pedig negatívok. Szabályos menetükben jól felismerhető a 44 év periódusú rátevődött hullám. A különbségeknek ezt a — rátevődött hullámot jellemző — sorozatát a II. és III. táblázat 3. és 6. oszlopában találjuk.

III. táblázat

A mágneses vízszintes (H) és teljes térerősség (T) évszázados változása a Chambon la Forêt-i obszervatóriumban

Év	1 H_m	2 $H_{sz.}$	3 ΔH	4 T_m	5 T_{sz}	6 ΔT
1883	19 626 γ	19 674 γ	— 48 γ	46 296 γ	46 564 γ	— 268 γ
84	19 621 γ	19 692 γ	— 68 γ	46 270 γ	46 537 γ	— 267 γ
85	19 635 γ	19 710 γ	— 75 γ	46 247 γ	46 511 γ	— 264 γ
86	19 647 γ	19 728 γ	— 81 γ	46 247 γ	46 485 γ	— 238 γ
87	19 678 γ	19 745 γ	— 67 γ	46 289 γ	46 461 γ	— 172 γ
88	19 704 γ	19 762 γ	— 58 γ	46 345 γ	46 436 γ	— 91 γ
89	19 730 γ	19 778 γ	— 48 γ	46 352 γ	46 413 γ	— 61 γ
90	19 751 γ	19 794 γ	— 43 γ	46 354 γ	46 390 γ	— 36 γ
91	19 766 γ	19 810 γ	— 44 γ	46 365 γ	46 368 γ	— 3 γ
92	19 792 γ	19 825 γ	— 33 γ	46 401 γ	46 346 γ	+ 55 γ
93	19 829 γ	19 839 γ	— 10 γ	46 426 γ	46 326 γ	+ 100 γ
94	19 839 γ	19 854 γ	— 15 γ	46 394 γ	46 305 γ	+ 89 γ
95	19 872 γ	19 868 γ	+ 4 γ	46 407 γ	46 286 γ	+ 121 γ
96	19 893 γ	19 881 γ	+ 12 γ	46 417 γ	46 267 γ	+ 150 γ
97	19 925 γ	19 894 γ	+ 31 γ	46 436 γ	46 248 γ	+ 188 γ
98	19 951 γ	19 907 γ	+ 44 γ	46 460 γ	46 231 γ	+ 229 γ
99	19 979 γ	19 919 γ	+ 60 γ	46 453 γ	46 214 γ	+ 239 γ
1900	20 013 γ	19 931 γ	+ 82 γ	46 468 γ	46 197 γ	+ 271 γ
01	20 045 γ	19 942 γ	+ 103 γ	46 438 γ	46 182 γ	+ 256 γ
02	20 065 γ	19 953 γ	+ 112 γ	46 422 γ	46 166 γ	+ 256 γ
03	20 076 γ	19 964 γ	+ 112 γ	46 393 γ	46 152 γ	+ 241 γ
04	20 086 γ	19 974 γ	+ 112 γ	46 348 γ	46 138 γ	+ 210 γ
05	20 093 γ	19 984 γ	+ 109 γ	46 316 γ	46 125 γ	+ 191 γ
06	20 105 γ	19 993 γ	+ 112 γ	46 264 γ	46 112 γ	+ 152 γ
07	20 105 γ	20 002 γ	+ 103 γ	46 223 γ	46 100 γ	+ 123 γ
08	20 100 γ	20 010 γ	+ 90 γ	46 159 γ	46 089 γ	+ 70 γ
09	20 092 γ	20 019 γ	+ 73 γ	46 121 γ	46 079 γ	+ 42 γ
10	20 103 γ	20 026 γ	+ 77 γ	46 122 γ	46 069 γ	+ 53 γ
11	20 109 γ	20 034 γ	+ 75 γ	46 097 γ	46 059 γ	+ 38 γ
12	20 112 γ	20 040 γ	+ 72 γ	46 059 γ	46 051 γ	+ 8 γ
13	20 109 γ	20 047 γ	+ 62 γ	46 021 γ	46 043 γ	— 22 γ
14	20 098 γ	20 053 γ	+ 45 γ	45 978 γ	46 035 γ	— 57 γ
15	20 080 γ	20 059 γ	+ 21 γ	45 940 γ	46 028 γ	— 79 γ
16	20 065 γ	20 064 γ	+ 1 γ	45 957 γ	46 022 γ	— 65 γ
17	20 054 γ	20 069 γ	— 15 γ	45 957 γ	46 017 γ	— 60 γ
18	20 045 γ	20 073 γ	— 28 γ	45 989 γ	46 012 γ	— 23 γ
19	20 033 γ	20 077 γ	— 44 γ	45 961 γ	46 008 γ	— 47 γ
20	20 031 γ	20 080 γ	— 49 γ	45 913 γ	46 004 γ	— 91 γ
21	20 035 γ	20 084 γ	— 49 γ	45 876 γ	46 002 γ	— 126 γ
22	20 026 γ	20 086 γ	— 60 γ	45 844 γ	45 999 γ	— 155 γ
23	20 029 γ	20 089 γ	— 60 γ	45 834 γ	45 998 γ	— 164 γ
24	20 028 γ	20 091 γ	— 63 γ	45 831 γ	45 997 γ	— 166 γ
25	20 024 γ	20 092 γ	— 68 γ	45 814 γ	45 996 γ	— 182 γ

Év	1 H_m	2 H_{sz}	3 ΔH	4 T_m	5 T_{sz}	6 ΔT
1926	20 015 γ	20 093 γ	— 78 γ	45 808 γ	45 997 γ	— 189 γ
27	20 021 γ	20 094 γ	— 73 γ	45 840 γ	45 998 γ	— 158 γ
28	20 013 γ	20 094 γ	— 81 γ	45 825 γ	45 999 γ	— 174 γ
29	20 006 γ	20 094 γ	— 88 γ	45 837 γ	46 002 γ	— 165 γ
30	19 996 γ	20 093 γ	— 97 γ	45 842 γ	46 004 γ	— 162 γ
31	20 001 γ	20 092 γ	— 91 γ	45 894 γ	46 008 γ	— 114 γ
32	20 002 γ	20 091 γ	— 89 γ	45 905 γ	46 012 γ	— 107 γ
33	20 004 γ	20 089 γ	— 85 γ	45 923 γ	46 017 γ	— 94 γ
34	20 008 γ	20 087 γ	— 79 γ	45 937 γ	46 023 γ	— 86 γ
35	20 007 γ	20 084 γ	— 77 γ	45 963 γ	46 029 γ	— 66 γ
36	20 011 γ	20 081 γ	— 70 γ	45 959 γ	46 036 γ	— 77 γ
37	20 011 γ	20 078 γ	— 67 γ	46 002 γ	46 043 γ	— 41 γ
38	20 016 γ	20 074 γ	— 58 γ	46 043 γ	46 051 γ	— 8 γ
39	20 027 γ	20 070 γ	— 43 γ	46 065 γ	46 060 γ	+ 5 γ
40	20 040 γ	20 065 γ	— 25 γ	46 097 γ	46 069 γ	+ 28 γ
41	20 048 γ	20 060 γ	— 12 γ	46 128 γ	46 079 γ	+ 49 γ
42	20 070 γ	20 054 γ	+ 16 γ	46 142 γ	46 090 γ	+ 52 γ
43	20 070 γ	20 048 γ	+ 22 γ	46 160 γ	46 101 γ	+ 59 γ
44	20 086 γ	20 042 γ	+ 44 γ	46 205 γ	46 113 γ	+ 92 γ
45	20 093 γ	20 035 γ	+ 58 γ	46 228 γ	46 125 γ	+ 103 γ
46	20 085 γ	20 028 γ	+ 57 γ	46 247 γ	46 138 γ	+ 109 γ
47	20 095 γ	20 021 γ	+ 74 γ	46 273 γ	46 152 γ	+ 121 γ
48	20 109 γ	20 013 γ	+ 96 γ	46 291 γ	46 167 γ	+ 124 γ
49	20 121 γ	20 004 γ	+ 117 γ	46 314 γ	46 182 γ	+ 132 γ
1950	20 138 γ	19 995 γ	+ 143 γ	46 320 γ	46 198 γ	+ 122 γ

1., 4. oszlop: A mágneses elem évi átlagértéke az obszervatóriumban.

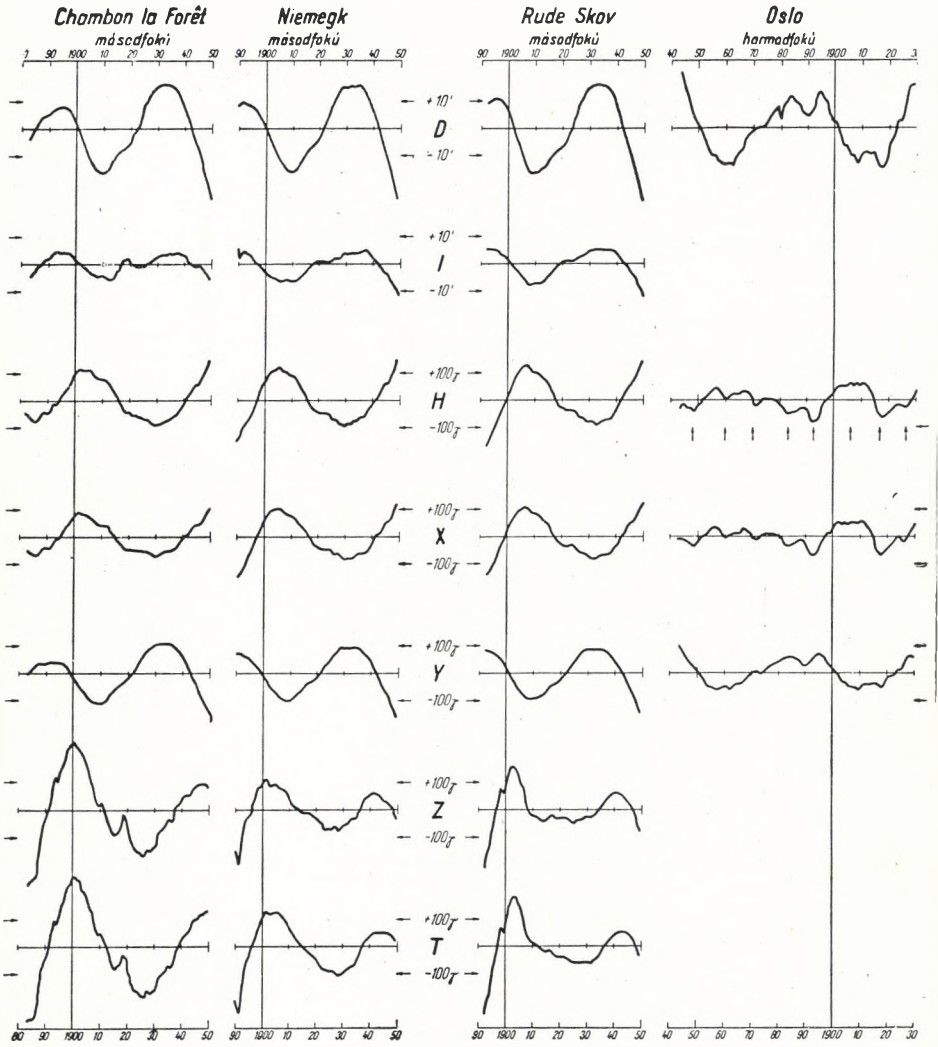
2., 5. oszlop: A mágneses elem $1c$ és $1d$ egyenletekből számított kiegyenlített értéke.

3., 6. oszlop: A mért és számított értékek különbsége, a szuperponált hullám.

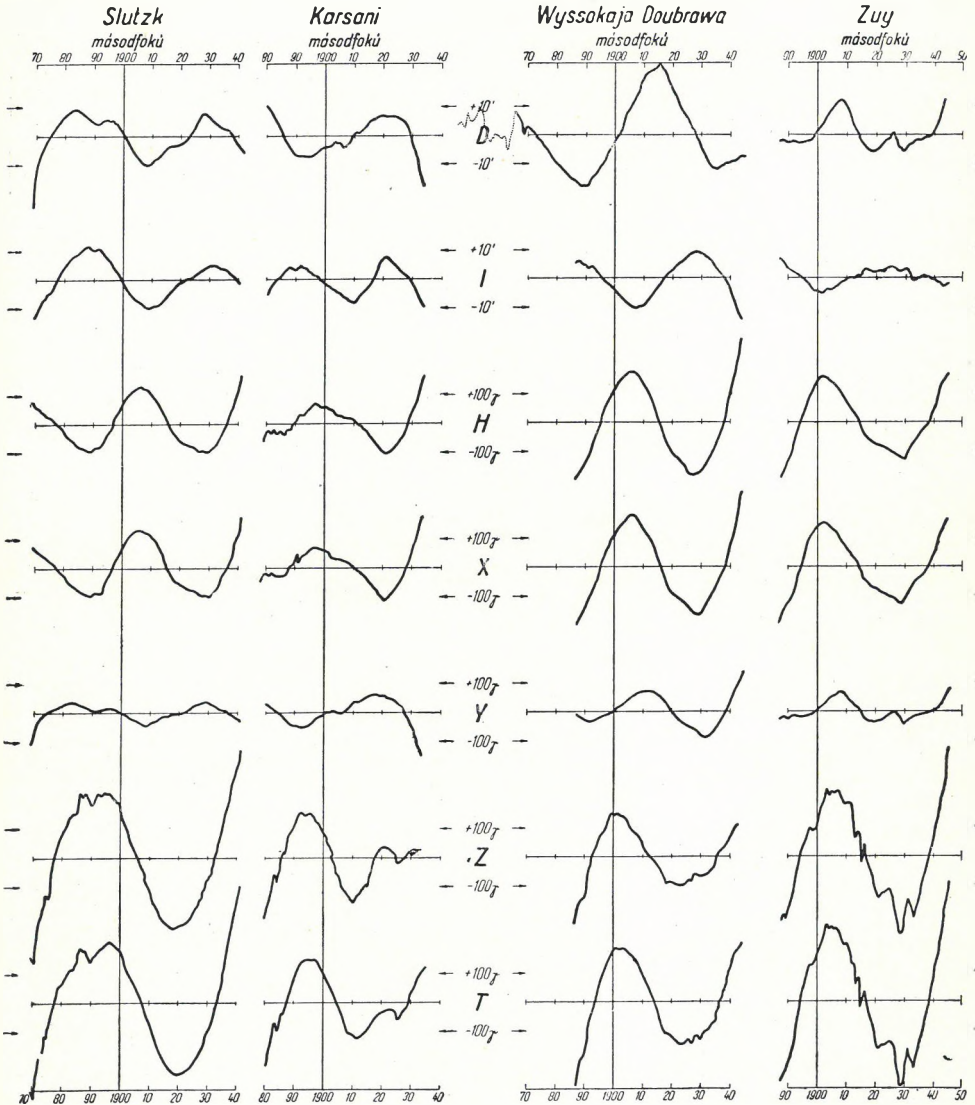
A 44 éves hullám sajátosságai

Az alkalmazott módszer érzékenységét és megbízhatóságát könnyű megállapítani. Hosszú sorozattal rendelkező obszervatóriumok kezdő értékeiben (az 1850-es évek körül) igen élesen felismerhetjük a mérési nehézségeket és az akkori műszerek pontatlanságát. Az adatokon jól észlelhető a műszertechnika fokozatos fejlődése. Téves adatok a hullámból élesen kiütnek és a helyes értékeket könnyen megállapíthatjuk.

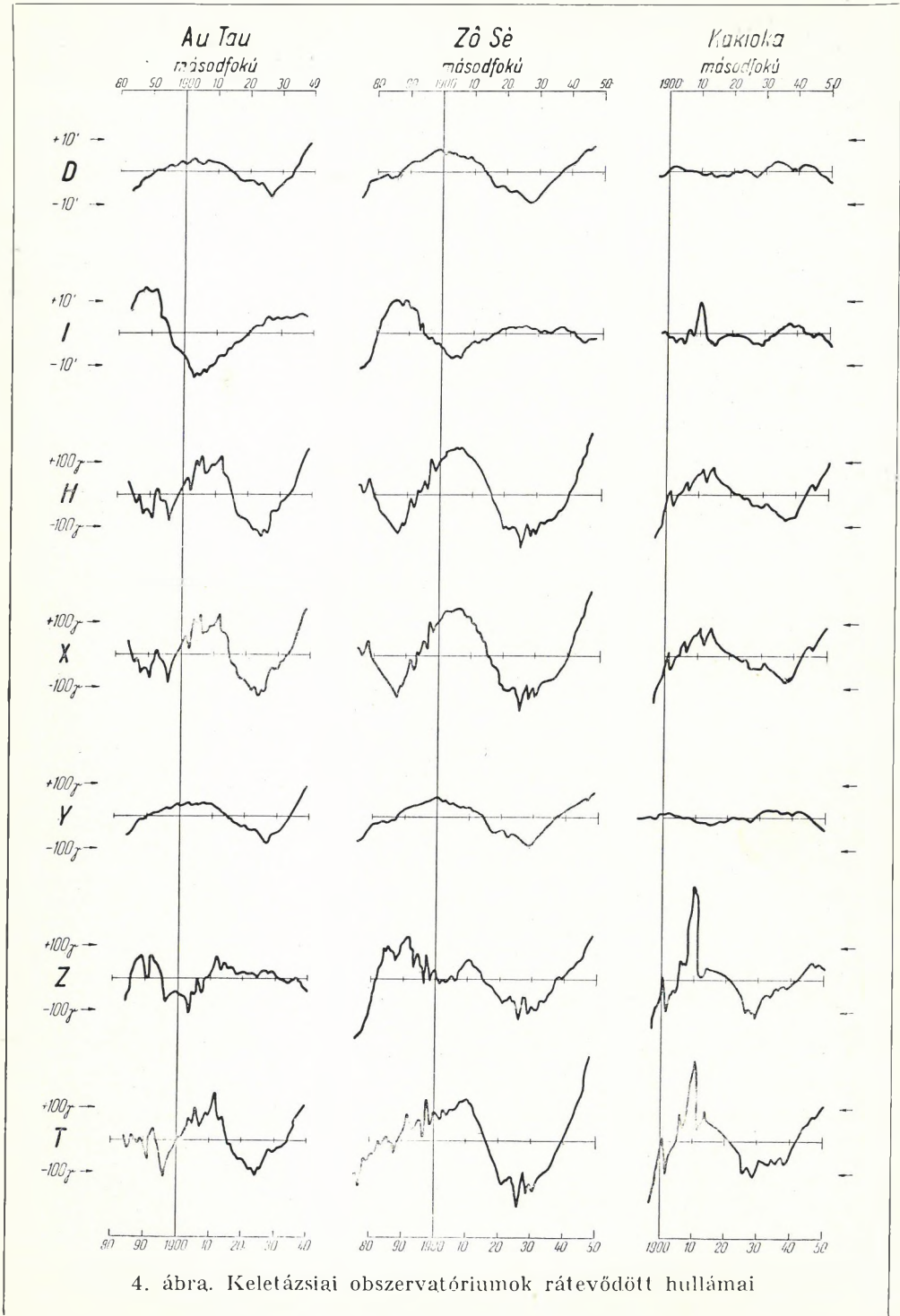
A módszer érzékenységének sokkal fontosabb bizonyítéka az a tény, hogy az egymás közelében fekvő obszervatóriumok évszázados változásának közös vonásait a 44 éves hullámban könnyen felismerhetjük. Ez a felismerés igen fontos, mert a közös vonások közös okokra vezethetők vissza, még akkor is, ha ezeket az okokat jelenleg még nem ismerjük. Ezek a közös vonások nem kiütő jellegűek, mint a mérési hibák, hanem lassú, több éven át tartó hullámbetüremlések. Ezek a horpadások egy további kisebb amplitudójú



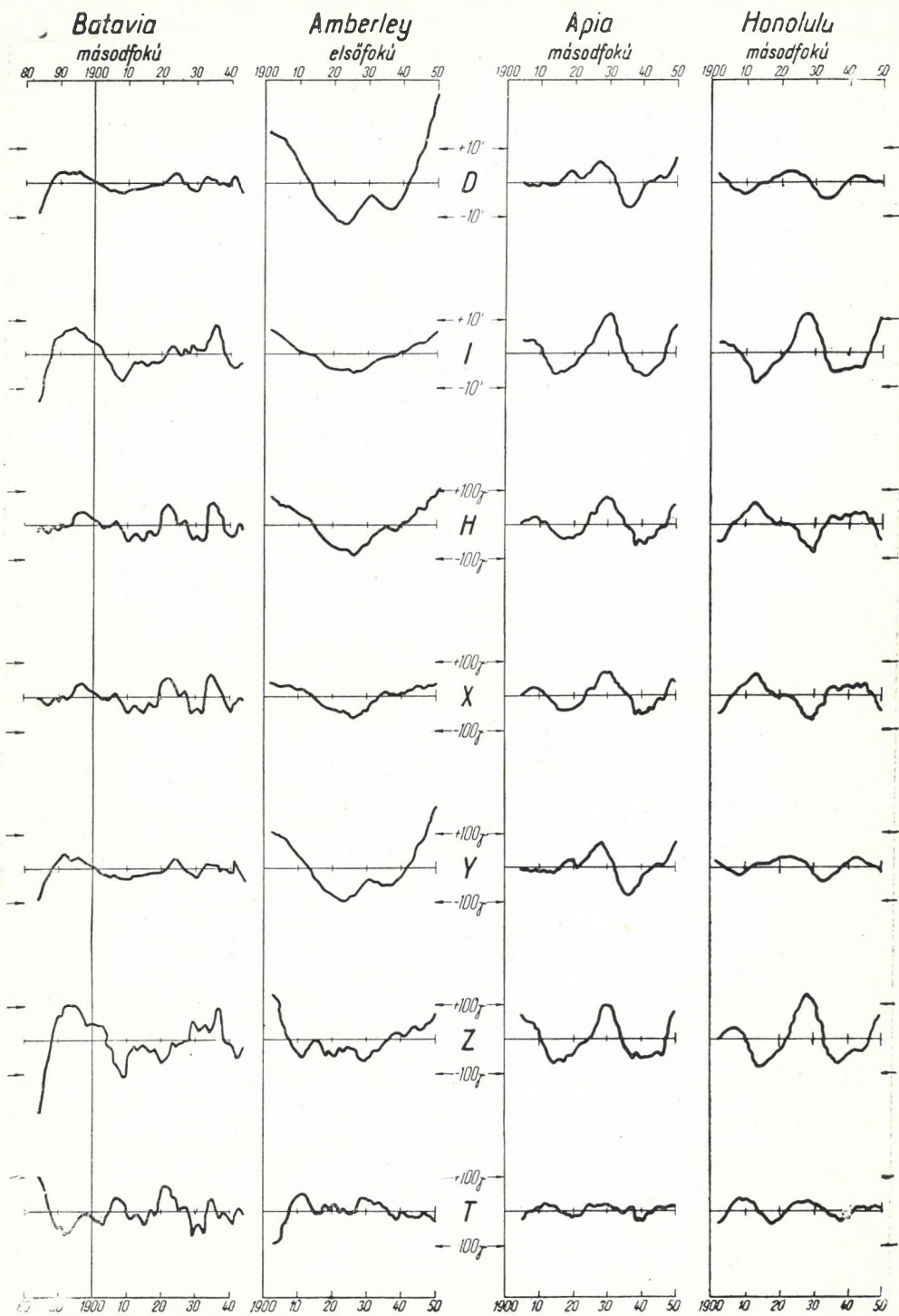
2. ábra. Európai obszervatóriumok rátevődött hullámai



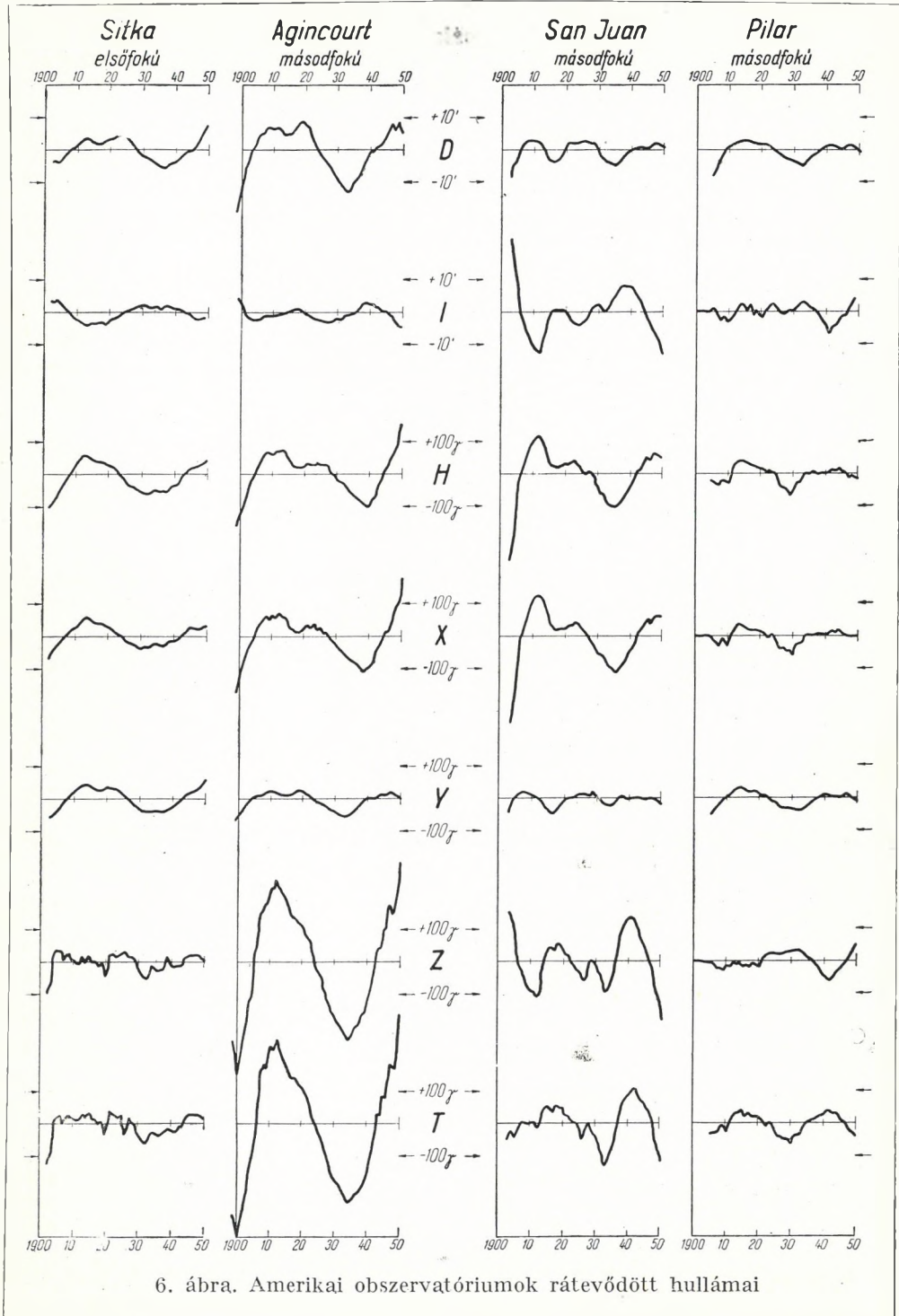
3. ábra. Európai és ázsiai obszervatóriumok rátevődött hullámai



4. ábra. Keletázsiai obszervatóriumok rátevődött hullámai



5. ábra. Csendes-óceáni obszervatóriumok rátevéődött hullámai



6. ábra. Amerikai obszervatóriumok rátevéődött hullámai

szuperponált hullám jelenlétére utalnak, amelynek az amplitudója azonban olyan kicsi, hogy alakját a mérési hibák lényegesen befolyásolhatják. E horpadások vizsgálata külön tanulmány tárgyát képezhetné, de jelen dolgozatunkban ezzel még nem foglalkozunk részletesebben.

A földmágnességi erő évszázados változásában kimutatható 44 éves szuperponált hullámokat és azoknak sajátosságait a 2–7. ábrákon szemléltetjük. Néhány obszervatórium rátevődött hullámát az ábrákon azért nem közöljük, mert ezek a közelükben lévő hosszabb sorozattal rendelkező obszervatórium hullámához teljesen hasonlóak. Az abingeri és ógyallai sorozatokkal hasonló értelemben már foglalkoztunk [1], ezért ezeknek a hullámait csak a 8. és 9. ábrákon közöljük.

A 2. ábrán négy európai obszervatórium rátevődött hullámát mutatjuk be. A rövidebb rude skóvi és niemegki sorozat a hullám 1900 előtti részét csak jelzi. A hosszabb Chambon la Forêt-i sorozatban a hullám 1900 előtt is határozottan jelentkezik. Az oslói 1843-ig terjedő sorozatban a hullámot egy teljes periódussal visszafelé is követhetjük. Oslóban rendszeres inklináció megfigyelések nem folytak, és ezért az I , Z és T hullámokat nem ábrázolhattuk. Az abingeri obszervatórium minden sorozatában jelentkezik a hullám 1846-tól [1].

Az oslói hullám lefutása lényegesen különbözik a többiektől. Ennek a jelenségnek oka az obszervatórium északi fekvésében kereshető. A 2. ábrán az oslói H hullám alatt nyilakkal jelöltük a napfoltmaximumok időpontjait. Jól látható, hogy a napfoltmaximumok egybeesnek a görbe helyi jellegű minimumaival. A megvizsgált 36 obszervatórium közül csak az oslói H görbében találtunk összefüggést az egyszerű napfoltgyakorisággal. Sajnos, sarkvidék közelében fekvő hosszú sorozattal rendelkező obszervatóriumaink nincsenek, ezért a kutatást ilyen irányban nem terjeszthettük ki. Mindenesetre megállapítjuk, hogy az oslói H -ban jelentkező napfoltperiódusú hullám amplitudója a vizsgálat körébe vont 44 éves hulláménál nagyságrendben kisebb.

A másik három obszervatórium szuperponált hullámaiban sok hasonlóságot találunk annak ellenére, hogy különböző hosszúságú észlelési sorozatokat vizsgáltunk. A mágneses elhajlás hullámában 1910 körül, a vízszintes térerősségben és lehajlásban pedig 1910–20–30–38–46 körül találhatunk jellegzetes hullámalakulásokat.

Nagy hasonlóságot találunk négy másik obszervatóriumnak a 3. ábrán közölt hullámaiban is, annak ellenére, hogy a megközelített adatsorok egymástól nagyon eltérő hosszúságúak, és az obszervatóriumok egymástól igen távol fekszenek. A wyssokaja doubrawai obszervatórium 1870 előtti elhajlás adatainak szórásában mérési hibákat ismerhetünk fel. Slutzk, Wysokaja Doubrawa és Zuy I és H hullámán 1925 körül ugyanolyan jellegű horpadást figyelhetünk meg. A D és Y hullámokban már feltűnik egy bizonyos időbeli eltolódás. Ez az eltolódás általános érvényű, vele későbbben részletesen fogunk foglalkozni. Itt csak arra hívjuk fel a figyelmet, hogy a hullám maximuma Slutzkban 1927-ben, Karsaniban 1920-ban, Wyssokaja Doubrawában 1915-ben és Zuyban 1908-ban következett be.

A hullámokat jól felismerhetjük a kínai és japán obszervatóriumok adataiban is (4. ábra). Kakioka I -je és ezért Z és T -je is 1909, 1910, 1911-ben feltűnően eltér a szabályos menettől, nyilvánvalóan észlelési hibáról van szó.

A Csendes-óceán környékén már nem ilyen egyszerű a helyzet (5. ábra). Az Egyenlítő közelében fekvő obszervatóriumok 22 éves periódusú hullámot mutatnak. Sajnos, a rendelkezésre álló adatrendszer részben hiányosak és

A változás amplitudója a teljes térintenzitás kb. $\frac{1}{2}\%$ -a (250 γ). A legtöbb egyenlítői obszervatóriumban csak gyenge 22 év periódusú hullámot észlelhetünk (amplitudójuk kb. 80 γ). A sarkvidékekre vonatkozóan — hosszú sorozattal rendelkező obszervatórium hiányában — nem tehetünk megállapításokat.

Az eddig tárgyalt mágneses elemekkel szemben a **mágneses elhajlás és a keleti összetevő szuperponált hullámának szélső értékei kelet felé haladva mindig korábban jelentkeznek. A hullám eltolódása ezek szerint keletről nyugat felé halad**, haladási iránya tehát megegyezik a nagy évszázados menet haladási irányával (figyelemreméltó, hogy ugyanez az árapály mozgások iránya is). Ez a hullámeltolódás általános jelenség, az esetleg észlelhető kisebb eltérések észlelési hibákkal és megközelítési módszerünk elkerülhetetlen torzításával magyarázhatók. Az ábrákból könnyen megállapítható, hogy az eltolódás olyan gyors, hogy az átellenes meridiánokon fekvő obszervatóriumokban a szuperponált hullám fázisa ugyanaz, vagyis a Földet két hullám veszi körül. A hullámnak ez a kettőssége szintén árapály jellegű.

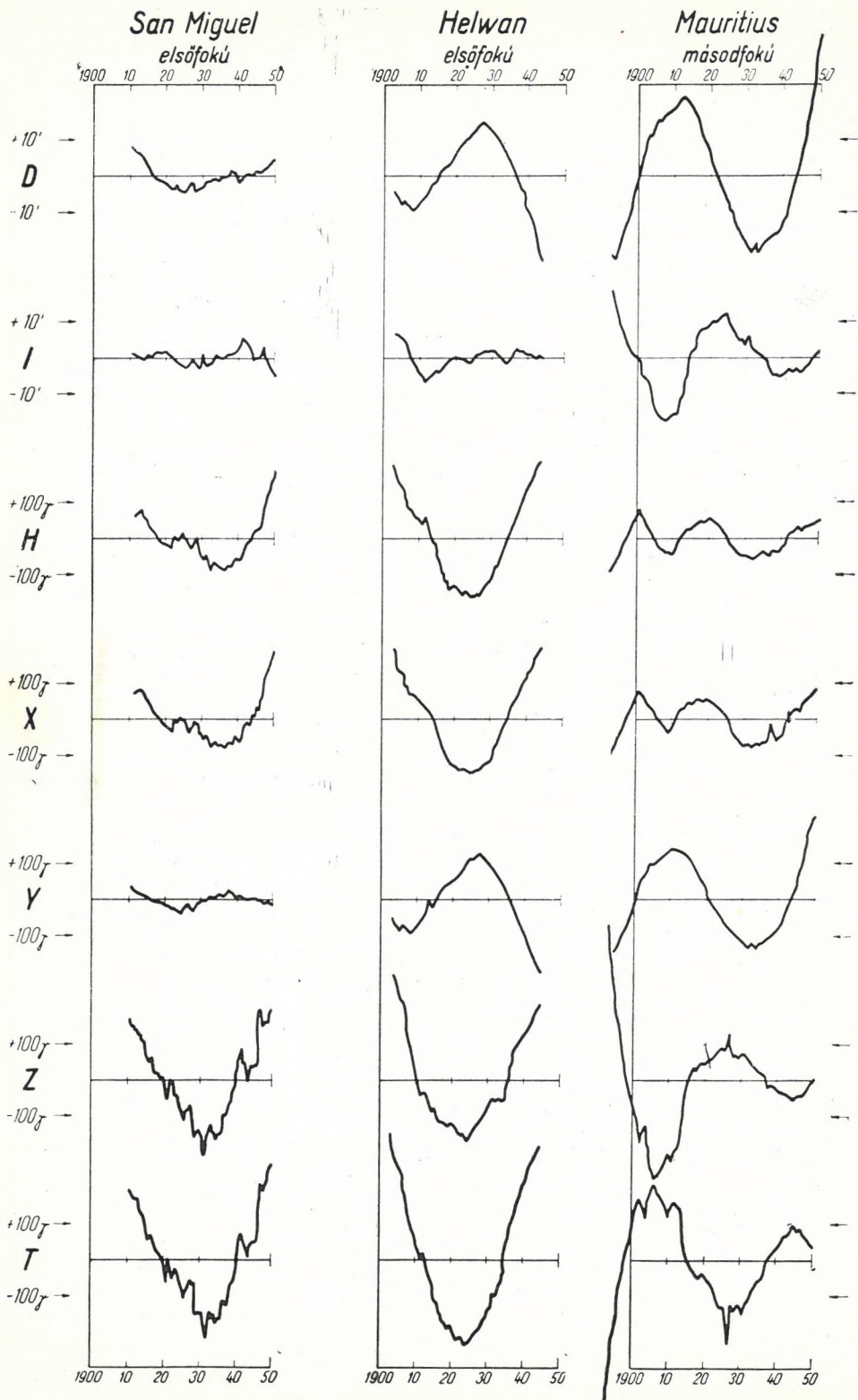
Ugyanazon a hosszúságon fekvő, de egyébként észak-dél irányban egymástól nagy távolságra lévő obszervatóriumok D és Y hullámaiban eltolódás nincs (Mauritius-Wyssokaja Doubrawa, Slutzk-Helwan, Kakioka-Toolangi, Agincourt-Pilar).

A D és Y hullám szélső értékeinek eltolódását a IV. táblázatban közöljük. A szélső értékek valószínű idejét a görbékkel grafikusan átlagolva állapítottuk meg, nehogy a görbék helyi jellegű horpadásai, vagy az esetleges mérési hibákból származó kiugrások az adatokat károsan befolyásolják.

IV. táblázat

A mágneses elhajlás és keleti összetevő rátevéődött hullámának időbeli eltolódása

Állomás	λ	D				Y			
		max	min	max	min	max	min	max	min
Sitka	224°40'	1919	1936	—	—	1916	1935	—	—
Agincourt	280°44'	1914	1932	1948	—	1914	1932	1947	—
Pilar	296° 7'	1915	1932	—	—	1914	1932	—	—
San Miguel	334°21'	—	1925	—	—	—	1924	1938	—
San Fernando	353°48'	1894	1910	1933	—	1894	1910	1933	—
Abinger	359 37'	1888	1910	1934	—	1885	1910	1934	—
Chambon la Forêt	2°16'	1894	1910	1933	—	1893	1909	1933	—
Niemegk	12°40'	1893	1909	1934	—	1892	1908	1933	—
Slutzk	30°29'	1882	1907	1927	—	1881	1906	1926	—
Helwan	31°20'	—	1908	1927	—	—	1908	1927	—
Karsani	44°42'	—	1891	1920	—	—	1890	1918	—
Mauritius	57°33'	—	1894	1912	1932	—	1893	1911	1933
Wyssokaja Doubrawa	61° 4'	—	1890	1915	1934	—	1891	1910	1931
Zuy	104° 2'	—	1890	1908	1925	—	1888	1908	1925
Au Tau	114° 3'	—	—	1903	1925	—	—	1903	1925
Zô Sè	121°11'	—	—	1899	1927	—	—	1900	1927
Toolangi	145°28'	—	—	1900	1926	—	—	1900	1926
Amberley	172°44'	—	—	1900	1923	—	—	1900	1923

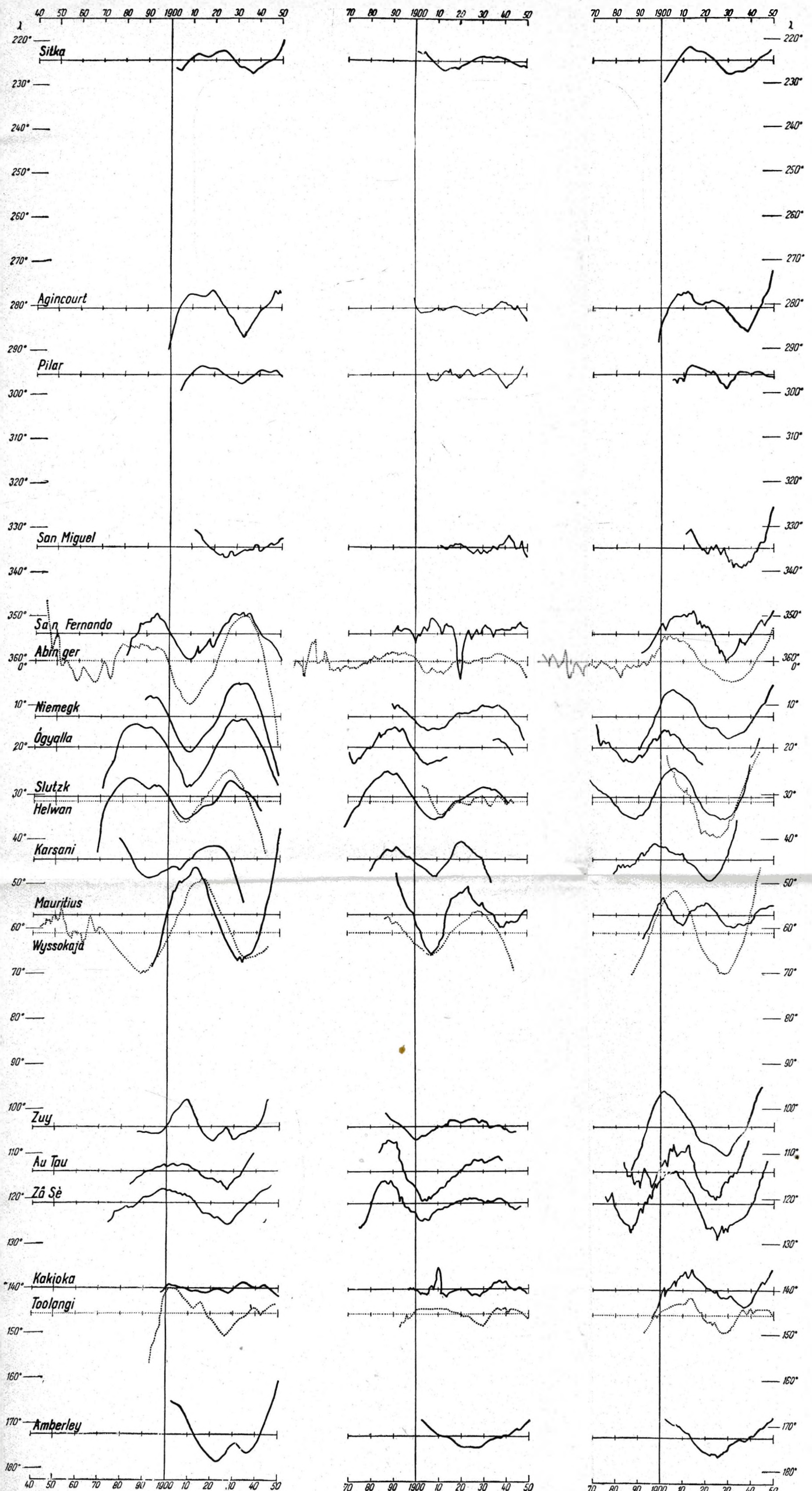


7. ábra. Az Azori-szigeteken és Afrikában fekvő obszervatóriumok rátevődött hullámai

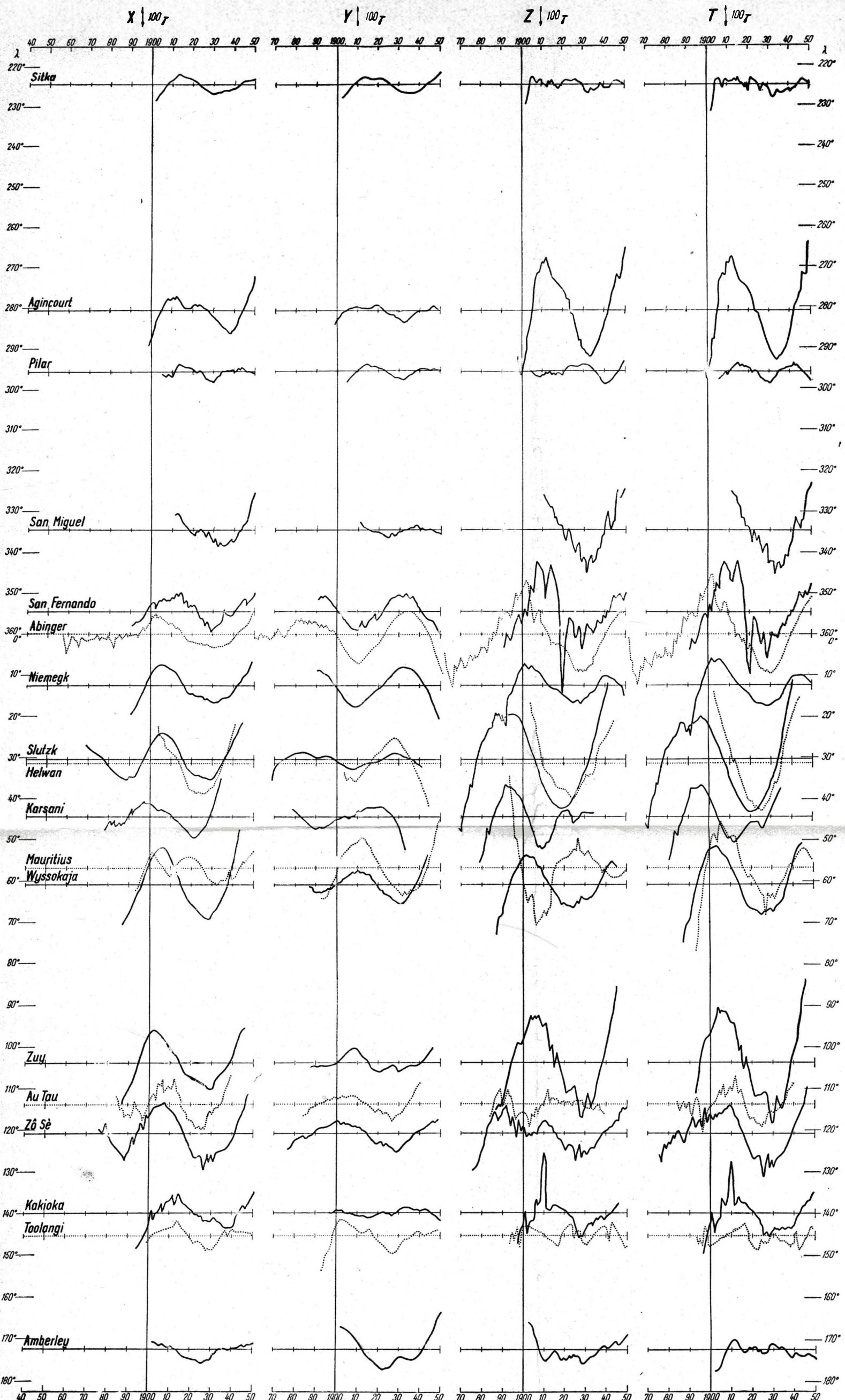
$D \mid 10'$

$I \mid 10'$

$H \mid 100 \tau$



8. ábra. D , I és H rátevődött hullámok földrajzi szélesség szerint rendezve



9. ábra. X, Y, Z és T rátevődött hullámok földrajzi szélesség szerint rendezve

Az évszázados változás eloszlása a Földön a kiegyenlített sorozatok alapján

Az előzőkben a mágneses elemekben jelentkező rátevődött hullámot vizsgáltuk meg. Ezeket úgy nyertük, hogy az illető elem évi középértékeiből levontuk a kiegyenlített értékek sorozatát. A II. és III. táblázat 2. és 5. oszlopában közöltük a Chambon la Forêt-i obszervatórium D , I , H és T elemeinek kiegyenlített sorozatát.

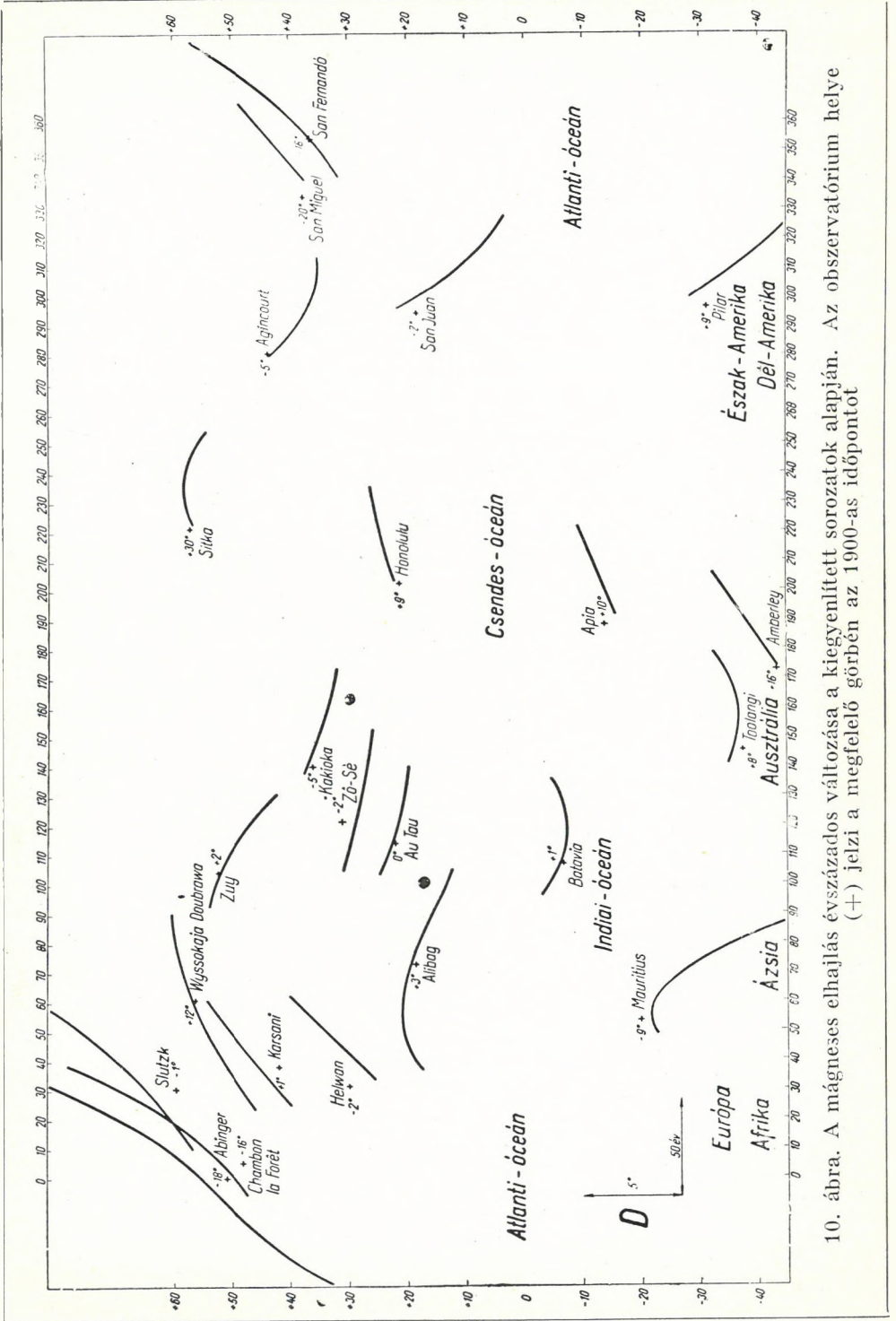
Az évszázados változás tanulmányozására a következőkben a kiegyenlített sorozatokat használjuk fel, mert ezek már nem tartalmazzák a rátevődött hullámot és mentesek az esetleges mérési hibák nagyobb torzításaitól is. Ezért remélhető, hogy a kiegyenlített sorozatok ábrázolása után a földmágnességi erő évszázados változásának bizonyos szabályszerűségeit megállapíthatjuk.

A I , I és H elemek kiegyenlített évszázados változását a 10., 11. és 12. ábrákon közöljük. Az obszervatóriumokat földrajzi szélesség és hosszúság szerint rendeztük. Az obszervatórium nevénél látható + jelzi az obszervatórium helyét, a számérték pedig mint kezdőérték hozzáadandó az illető földmágneses elemnek a görbén leolvasható értékéhez. Az obszervatórium helye, a hozzátartozó görbén az 1900 évet jelenti. Az ábrákon tehát kettős koordinátarendszer van; az abszcisszákra mérjük a földrajzi hosszúságot és az éveket, az ordinátákra a földrajzi szélességet és a földmágneses elemet fokban, illetve γ -ban.

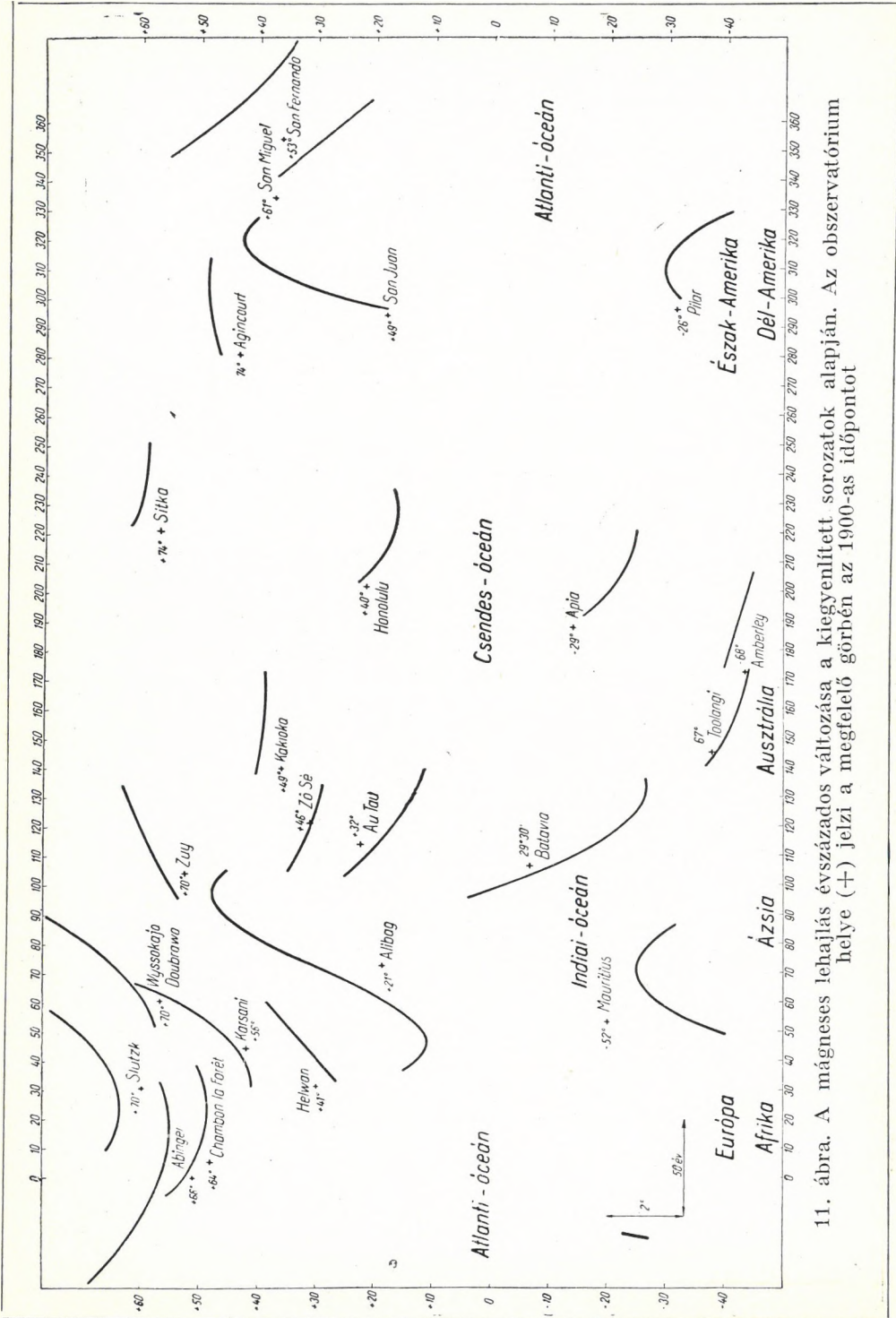
A 10. ábrán jól látható, hogy a Földet az elhajlás évszázados változásának két hulláma veszi körül. Az elhajlás Európában jelenleg növekszik, az Ural vidékén és Afrikától keletre maximális, Közép- és Kelet-Ázsiában csökkenő, Japántól keletre és Ausztráliában minimális. A Csendes-óceánon az elhajlás emelkedik, Amerika nyugati partjain éri el a maximumot, keleti partjain csökkenő és a minimumot az Atlanti-óceán nyugati részén éri el, innen Európa felé ismét emelkedik. A hullám ilyen leírása minden obszervatórium menetével megegyezik, sőt a rövidebb sorozattal rendelkező obszervatóriumok elhajlás változásának az iránya is megerősíti az így kialakult képet. Az évszázados változásnak ez a hulláma ugyanúgy keletről nyugatra terjed, mint a D és Y rátevődött hulláma. A főhullám kettőssége határozottan emlékeztet a D és Y összetevők szuperponált hullámának kettősségére.

A mágneses elhajláshoz hasonlóan a mágneses lehajlás évszázados menetének főhullámában is jól felismerhető ez a kettős jelleg (11. ábra). A mágneses inklinációnak Nyugat-Európában jelenleg minimuma, Ázsia középső és Afrika keleti vidékein pedig maximuma van. Ebből a maximumból gyenge csökkenéssel a Csendes-óceán közepe táján alakul ki az inklináció minimuma, onnan emelkedik az amerikai obszervatóriumok által jelzett maximumig. Az Atlanti-óceánon a mágneses lehajlás csökken a nyugat-európai minimumig. Ezt a menetet valamennyi obszervatórium jelzi, a rövidebb sorozattal rendelkező obszervatóriumok lehajlás változásának az iránya szintén megerősíti ezt a képet.

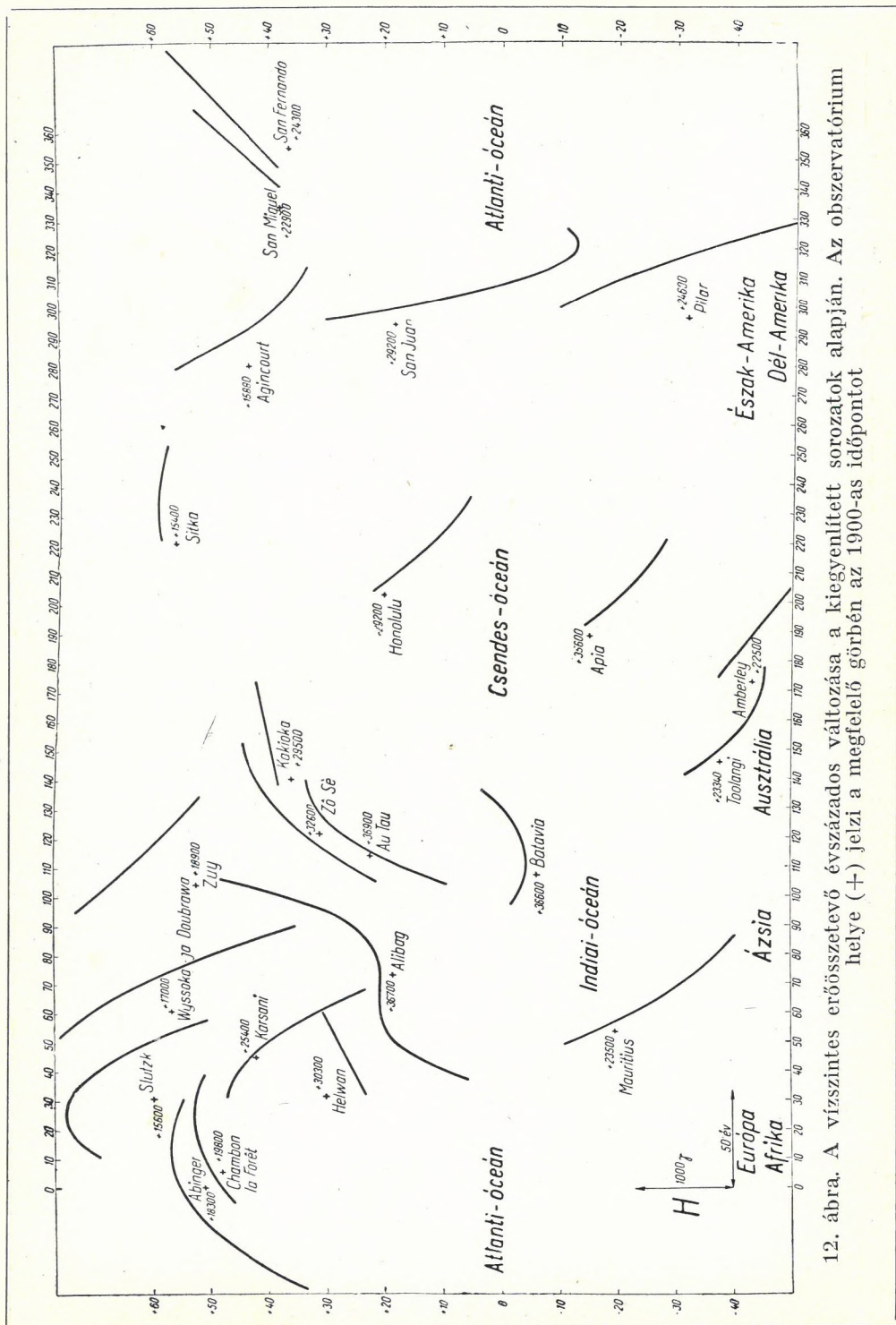
Nehezebb ezt a törvényszerűséget a vízszintes térerősség évszázados változásának az eloszlásában kimutatni (12. ábra). A vízszintes térerősségben maximum jellegű területeket találunk Európában és Kelet-Ázsiában. A két maximumot a Zuy, Helwan, Alibag és Mauritius obszervatóriumok által jelzett — nem eléggé kifejlődött — minimum választja el. A távolkeleti maximum a Csendes-óceánon keresztül csökkenve az amerikai mini-



10. ábra. A mágneses elhajlás évszázados változása a kiegyenlített sorozatok alapján. Az obszervatórium helye (+) jelzi a megfelelő görbén az 1900-as időpontot



11. ábra. A mágneses lehajlás évszázados változása a kiegyenlített sorozatok alapján. Az obszervatórium helye (+) jelzi a megfelelő görbén az 1900-as időpontot



12. ábra. A vízszintes erősszetevő évszázados változása a kiegyenlített sorozatok alapján. Az obszervatórium helye (+) jelzi a megfelelő görbén az 1900-as időpontot

mumba megy át, és azután az Atlanti-óceánon keresztül emelkedik az európai maximumig.

A vízszintes térerősség főhullámának kettős jellege nem olyan kifejezett, mint a másik két összetevőé, a rendelkezésre álló adatsorozatok a kérdés megnyugtató eldöntéséhez még elégtelenek.

ÖSSZEFOGLALÁS

Az előbbiekből megállapítható, hogy a földmágnességi erő minden elemének évszázados változásában határozottan jelentkezik egy nagy amplitudójú, kb. 44 év periódusú hullám. A hullám a leghosszabb obszervatóriumi sorozatokban visszafelé az 1840-es évekig követhető, és kimutatható a Föld különböző helyein fekvő megfigyelő állomások különböző hosszúságú sorozataiban is, tényleges létezése tehát kétségtelen. Az egyenlítői obszervatóriumokban a hullám feleződik és a napfoltok mágnesezettségének 22 éves Abbot periódusát mutatja. Az oslói obszervatórium H hullámában felismerhető a 11 éves napfoltgyakorisági hullám. A különböző helyeken fekvő obszervatóriumok megfelelő hullámában azonosságok és szimmetria-összefüggések találhatók.

A mágneses elhajlás (I) és a keleti összetevő (Y) rátevődött hulláma keletről nyugat felé halad és két hullámban veszi körül a Földet. A többi mágneses elem rátevődött hullámának a szélső értékei az egész Földön egyidejűek (nem tekintve a hullámban jelentkező kisebb helyi sajátságokat, a mérési hibákat és a különböző hosszúságú sorozatok megközelítésében rejlő elkerülhetetlen eltolódásokat).

A földmágnességi erő évszázados változásának főhulláma szintén kettős jellegű és a hullám keletről nyugatra tolódik el. A vízszintes erőösszetevő változásának ez a kettőssége nem olyan határozott, mint a másik két összetevőé.

Az egyenlítői 22 éves Abbot periódus és az oslói 11 éves napfoltgyakorisági hullám jelzi a napfoltok szerepét az évszázados változásban. Ez a szerep azonban korántsem egyszerű összefüggés, hanem egy bonyolult jelenség egyik összetevője.

A D és Y hullámoknak kelet-nyugati irányban való haladása, kettőzöttsége és az a tulajdonsága, hogy amplitudójuk a 45. szélességi fok körül a legnagyobb, árapályszerű jelenségre enged következtetni. Ha elfogadjuk azt a feltevést, hogy a szuperponált hullám keltésében a napfoltoknak és a Holdnak van szerepe, akkor a 44 éves periódus esetleg a 11 éves napfoltciklus és a Hold 8,85 éves perigaeum mozgásának egyesített hatásával magyarázható. Ez a felfogás természetesen még hipotetikus jellegű és további bizonyításra szorul.

FELHASZNÁLT IRODALOM

1. BARTA GYÖRGY: A földmágnességi értékek változásának törvényszerűségei hazánkban. A Magyar Tudományos Akadémia Műszaki Tudományok Osztálya Közleményei V. kötet 1—2. száma. Budapest, 1952.

2. R. BOCK und W. SCHUMANN: Katalog der Jahresmittel der magnetischen Elemente der Observatorien und der Stationen, an denen eine Zeitlang erdmagnetische Beobachtungen stattfanden Berlin, 1948.

3. H. FREEBORN JOHNSTON: List of Geomagnetic Observatories and Thesaurus of Values. Journal of Geophysical Research, September, 1951.

4. KONDÉR ISTVÁN: A mágnesség és iránytű története. Térképészeti Közlöny 1943—48. 1—2. szám.

5. ELLA H. MUNRO: Tables on sunspot-frequency for 1749—1948. Terr. Magn. 1948.

6. S. K. PRAMANIK: Secular Variation of the Magnetic Field at Colaba and Alibag. Journal of Geophysical Research, September, 1952.

7. STEINER LAJOS: A Föld mágneses jelenségei. Budapest, 1923.

Felelős kiadó: Solt Sándor

Műszaki felelős: Rózsa István

Megrendelve: 1953. XII. 15.

Imprimálva 1954. II. 25.

Papir alakja: 70×100.

A könyv azonossági száma: 1418.

Ívek száma: $2\frac{1}{2}$ ($3\frac{1}{8}$).

Ábrák száma: 12+3 db mell.

Példányszám: 500.

Ez a könyv az MNOSZ 5601—50 Á és MNOSZ 5602—50 Á szabványok szerint készült.

5652. Franklin-nyomda Budapest, VIII., Szentkirályi-utca 28.

Felelős: Ketskés János.

4
H 26.229

Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet
GEOFIZIKAI KÖZLEMÉNYEK
III. kötet, 2. szám

К. Лашшовски и С. Ослачки:

ВЛИЯНИЯ СОЛНЦА И ЛУНЫ НА ГРАВИМЕТРИЧЕСКИЕ ИЗМЕРЕНИЯ

В опубликованной раньше статье (Известия Венгерского Геофизического Института 1 том, № 3.) были изложены результаты серийных измерений, выполненных в Венгрии в 1950—1951-ом годах. Измерения выполнялись в разное время двумя приборами и для коэффициента деформации получилось среднее значение в 1,16. Настоящая публикация занимается серией измерений, выполненных одновременно двумя приборами на одном и том же месте измеряемого участка и получились величины в 1,11 и 1,16. Полученные до сих пор величины гравиметра H. 40 и гравиметра H. 66 соответственно: 1,14, 1,12, 1,11 (среднее значение 1,12) и 1,19, 1,16, 1,16 (в среднем 1,17).

K. Lassovszky—S. Oszlaczky:

THE TIDAL VARIATION OF GRAVITY. II.

In a previous paper (Geofizikai Közlemények, Vol. I. No. 3. 1953) we presented the results of successive measurements executed in the course of the years 1950 and 1951 in Hungary. The observations carried out with two instruments in different times resulted in the mean value 1,16 for the deformation coefficient. The present paper deals with two simultaneous series of both instruments. The values received are 1,11 and 1,16. The values obtained up to now are: 1,14 1,12, 1,11 (mean 1,12) and 1,19, 1,16, 1,16 (mean 1,17) for gravimeters H.40 and H.66 respectively.

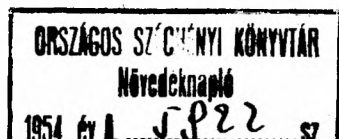
GRAVIMÉTER-REGISZTRÁLÁSOK GLOBÁLIS ANALIZISE

LASSOVSZKY KÁROLY és OSZLACZKY SZILÁRD

A Geofizikai Közleményekben megjelent tanulmányunkban (I. kötet, 3. sz.) összefoglaltuk azokat az eredményeket, amelyeket hazánkban végzett regisztráló graviméterészlelések eddigi feldolgozásából nyertünk. Részletesen ismertettük a luniszoláris hatás kiszámításánál követendő eljárást (tekintetbevéve a Nap és a Hold parallaxisváltozását is), valamint a Budapesten 1951-ben — egyidejűleg két műszerrel — 37 napon keresztül végzett regisztráló méréseket. Az 1950-ben Keszthelyen és Pécsen, valamint az 1951-ben Budapesten végzett regisztrálás néhány szakaszának feldolgozásából megállapítottuk a Föld deformációs együtthatójának, vagy más szóval az ú. n. amplitúdóviszonynak az értékét, azaz a megfigyelt nehézségi gyorsulásváltozás amplitúdójának és a merev Földre kiszámított elméleti luniszoláris változás amplitúdójának a viszonyát.

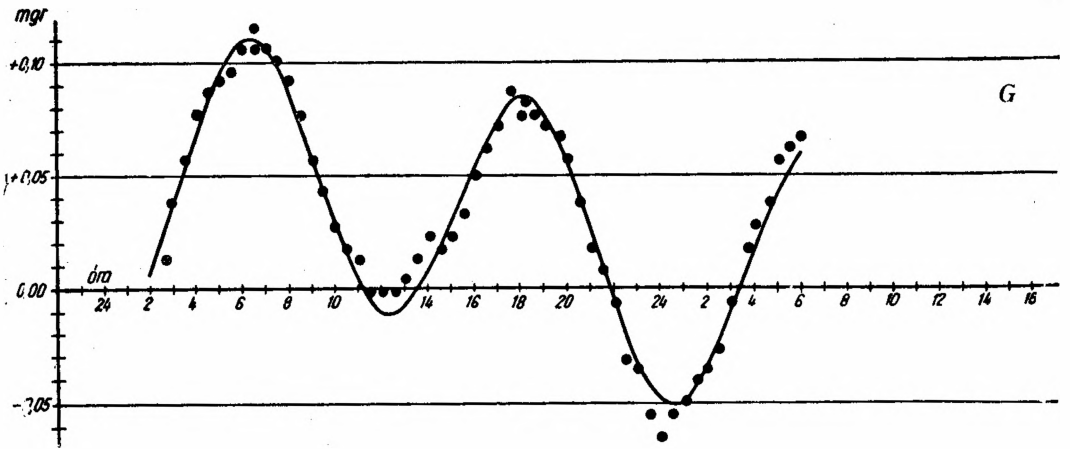
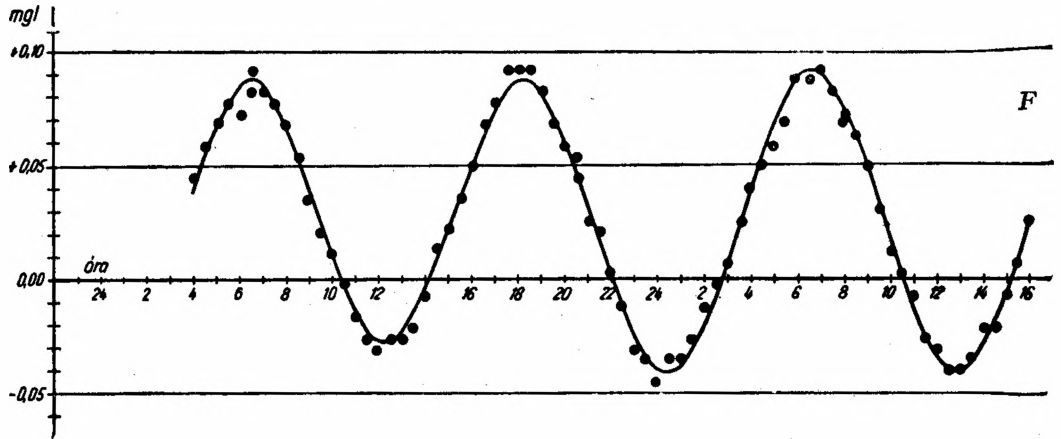
Ennek az együtthatónak a megállapítása volt tanulmányunk egyik célja. A 6 megfigyelési sorozatból nyert értékek 1,00 és 1,34 között ingadoznak és középértékül 1,16 értéket adnak.

Vajjon az egyes értékek eltéréseiben mennyi szerepe van a megfigyelési helynek, a megfigyelési időnek és a használt műszereknek, vajjon van-e egyáltalán szerepük ezeknek és nem megfigyelési hibának kell-e az eltéréseket tulajdonítani — még eldöntetlen kérdés. E kérdés tisztázásának előmozdítására választottunk ki most a két műszerrel végzett budapesti észlelési sorozatból egy-egy olyan szakaszt, melyek közel egyazon időintervallumba esnek.



H 26.229/II

(A teljes koincidienciát nehéz elérni, mert a két műszer ritkán mutat feldolgozás szempontjából megfelelő hosszú ideig egyidejűleg megközelítően lineáris járást. A linearitás ugyanis nagymértékben egyszerűsíti a számítást.)



Graviméter-észlelések. 1951. március 8—9.

(A pontok a megfigyelt nehézségi gyorsulásokat, a görbék a nehézségi gyorsulásnak számított változását ábrázolják.)

Az ebben a tanulmányban feldolgozott megfigyeléseket 1951. március 8. és 9. napokon Reményi György, Péter Gyula és Nyitrai Tibor végezték.

Budapest F)

Műszer : Heiland 3-66.

Ez a megfigyelési sorozat 36 órára terjed és 76 észlelést ölel fel. Az észlelések kerekén félóránként történtek. Az egyes megfigyelési értékeket a mellékelt kép felső ábrájában pontok ábrázolják. A pontok mellett haladó görbe a nehézségi gyorsulásnak számítással nyert változását ábrázolja, tekintetbevéve az ugyancsak számítással nyert és lineárisnak feltételezett műszerjárást. A luniszoláris hatásnak a merev Földre számított értékváltozásán kívül a görbe magában foglalja a nehézségi gyorsulásnak a Föld deformációjá-

val járó változását is. A számítás az előző tanulmányban ismertetett módon történt s a deformációs együtthatóra

$$a = 1,160$$

adódott. Ez az érték tökéletesen megegyezik eddigi eredményeink középértékével.

Budapest G)

Műszer : Heiland 3-40.

Az itt feldolgozott szakasz 28 órára terjed s ebből 26 óra közös az előbb ismertetett Budapest F) szakasszal. A megfigyelések száma 59 s feldolgozásukból

$$a = 1,105$$

adódott. Ennél az értéknél kisebbet ($a = 1,00$) csak egy esetben (Budapest E) kaptunk. A mellékelt kép alsó ábrájából látható, hogy a megfigyelések kielégítően simulnak a számításból adódó görbéhez, de megállapítható az is, hogy az észlelési értékek szórása nagyobb ennél a műszernél, mint a másikonál. Előbbi feldolgozásainknál is azt találtuk, hogy a H. 40 graviméter járása általában kissé szabálytalanabb.

A most ismertetett két meghatározással együtt eddig összesen 9 esetben állapítottuk meg a deformációs együttható értékét. A kapott eredményekről a következő táblázat ad áttekintést :

Hely	Műszer	A megfigyelés ideje	Időtartam	Észlelések száma	a
Keszthely	H. 40	1950. febr. 3—5	37 ^h	70	1,14
Pécs	H. 40	jún. 3—4	34	121	1,34
Budapest A . . .	H. 66	1951. febr. 22—23	28	60	1,19
Budapest B . . .	H. 40	25—26	30	61	1,12
Budapest C . . .	H. 40	márc. 1—3	32	61	—
Budapest D . . .	H. 66	2—3	30	63	1,16
Budapest E . . .	H. 66	15—16	36	74	1,00
Budapest F . . .	H. 66	8—9	36	76	1,16
Budapest G . . .	H. 40	8—9	28	59	1,11
				Közép	1,15

Figyelmen kívül hagyva a Budapest C) szakaszt, melynél ismeretlen eredetű fáziseltolódás miatt az a -ra teljesen valószínűtlen eredményt kaptunk, összesen 8 felhasználható értékünk van. Ezek 1,15 középértéke mindössze 0,01-dal tér el a korábban meghatározott hat érték közepétől. Az erősebben kiütő 1,34 (Pécs) és 1,00 (Budapest C) értékeket kihagyva, a megmaradó 6 adatból középértékül ismét 1,15 adódik.

Összehasonlítva az amplitúdóviszonynak azt a két értékét, melyet a két műszerre *egyidőben* végzett észleléseknek a feldolgozásából kaptunk, megállapíthatjuk, hogy a H.40 graviméternél ez az érték ($a = 1,11$) kisebb, mint a H.66 graviméternél ($a = 1,16$). De ha az összes eddig kapott értékeket megvizsgáljuk, hasonló eredményt kapunk. A következő táblázatban a kapott a -értékeket az 1,34 és 1,00 kiütő értékek elhagyásával, műszerenként csoportosítottuk :

H. 40	H. 66
1,14	1,19
1,12	1,16
1,11	1,16
Közép: 1,12	1,17

Megállapíthatjuk, hogy a deformációs együtthatóknak nemcsak a középértéke, de az együtthatók külön is mindig kisebbek az egyik graviméternél, mint a másikonál.

Felelős kiadó: Solt Sándor

Műszaki felelős: Rózsa István

Megrendelve: 1953 XII. 15. — Imprimálva 1954 II. 25. — Papír alakja: 70×100
 A könyv azonosságai száma: 1421. — Ívek száma: 1/4. — Ábrák száma: 1. — Példányszám: 500

Ez a könyv az MNOSZ 5601—50 Á és MNOSZ 5602—50 Á szabványok szerint készült.

5577. Franklin-nyomda Budapest, VIII., Szentkirályi-utca 28.

Felelős: Vértes Ferenc.

К. ШЕБЕШТЕН др.:

**СРАВНИТЕЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ИНТЕРПРЕТАЦИИ КРИВЫХ
ВЕРТИКАЛЬНЫХ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ**

В случае конкретных двухслойных и трехслойных проблем сравниваются автором разные методы интерпретации вертикальных электрических зондирований: метод дифференциальных кривых, метод суммарных (кумулятивных) кривых и табличный метод семейства кривых. Отмечается и целесообразное применение этих методов.

K. SEBESTYÉN:

INTERPRETATION OF RESISTIVITY-DEPTH CURVES

Author discusses the practical use of the differential, the cumulative curve methods and the master curves.

**ÖSSZEHASONLÍTÓ VIZSGÁLATOK A VERTIKÁLIS ELEKTROMOS
SZONDÁZÁSI GÖRBÉK KIÉRTÉKELÉSÉRŐL**

DR. SEBESTYÉN KÁROLY

A vertikális elektromos szondázás az altalaj kutatásának gyakran alkalmazott eszköze, melyből bizonyos feltételek teljesülése esetén azonos viselkedésű rétegösszletek mélységére, vastagságára és fajlagos ellenállására számszerű adatokat kaphatunk.

A szondázási görbék szokásos kiértékelési módszerei akkor adnak helyes adatokat a talaj felépítéséről, ha ez nagyjából vízszintes rétegekből áll, a rétegek vízszintes irányú kiterjedése nagy a mélységükhöz (így a szondázás méreteihez) viszonyítva és ha az egyébként változatos rétegsor három vagy legfeljebb négy egymástól elektromosan eléggé különböző egységbe foglalható.

A szondázási görbék kiértékelésére az irodalomban található eljárások két főcsoportba sorolhatók: a vizuális kiértéklési módok és az analitikai kiértékelési módok.

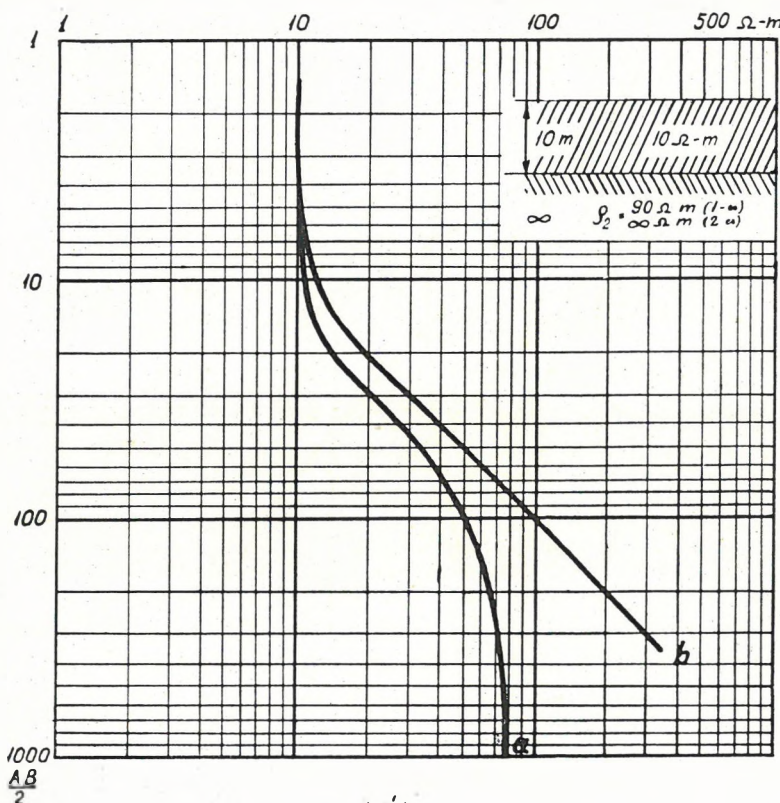
Első csoportba tartoznak azok a módszerek, melyek a görbe menetének közvetlen szemléletéből vagy különböző segédgörbék (összeggörbe, differenciálgörbe) szerkesztéséből igyekeznek a rétegek helyzetére számszerű adatokat adni. Nagyjából idetartozik a ma már kevésbé alkalmazott modellkísérletező eljárás is.

A második csoportba azok a módszerek tartoznak, melyek egyrészt közvetlenül az észlelt görbére alkalmazott számításokkal, másrészt az észlelt

görbének előre kiszámított típusgörbékkel történő összehasonlításával vannak következtetések a vizsgált rétegsor felépítésére.

Alábbiakban annak vizsgálatára szorítkozom, hogy a vizuális segéd-eljárások, különösképpen pedig a kismélységű vizsgálatokban (max 50–60 m) gyakran alkalmazott differenciálgörbe és összeggörbe mennyiben ad az analitikai vizsgálatokkal egyező adatokat.

A differenciálgörbét az észlelési adatok (elektróda távolság, látszólagos ellenállás) közvetlen felrakásával nyert görbe grafikus differenciálása adja.



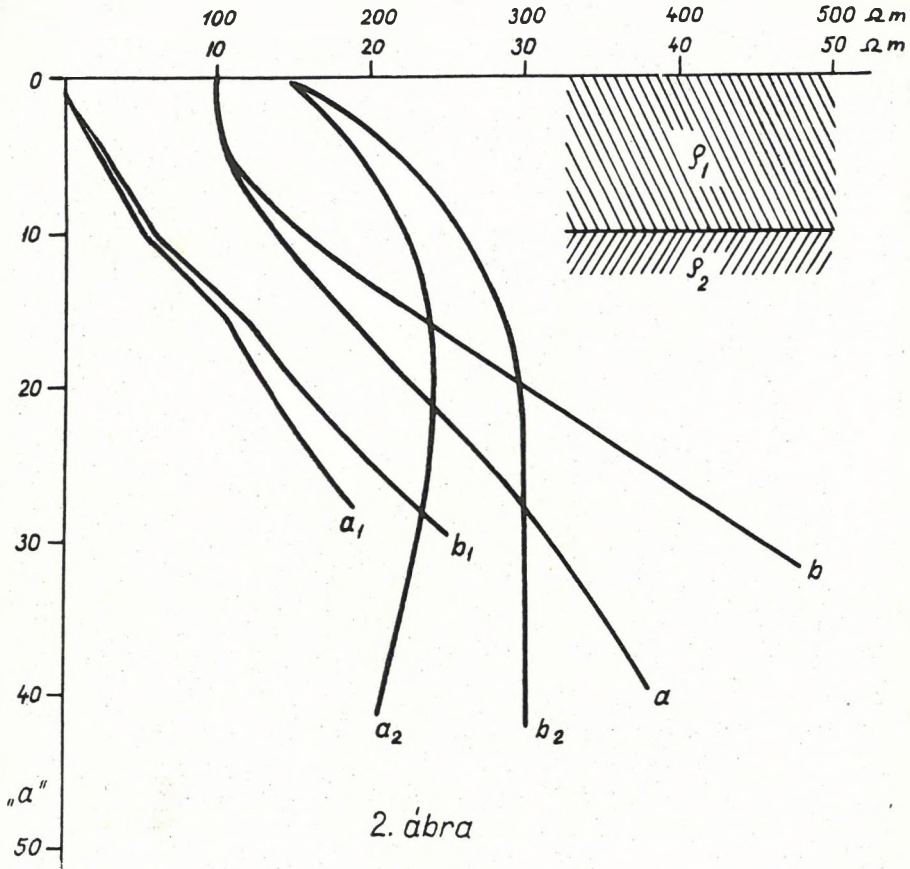
1. ábra

A differenciálgörbe szélsőérték helyei, melyek az egyszerű elektródatáv-látszólagos ellenállásgörbe inflexiós pontjai, mutatják a réteghatárokat.

Az összeggörbén (cumulatív görbe) azt a görbét értjük, mely az elektródatávolság függvényében az addig észlelt látszólagos ellenállások összegét ábrázolja. Kiértékelési módja az, hogy nagyjából egyenesnek tekinthető szakaszait egyenesekkel interpolálják és a szomszédos egyenesek metszéspontjainak ordinátáját tekintik a réteghatár mélységének.

Vizsgálataimban a hosszadalmas számítások elkerülésére azt az utat választottam, hogy néhány jellegzetes rétegsor határfelületeinek mélységét és az egyes rétegek valóságos fajlagos ellenállását ismertnek feltételezve

görbesereg-táblázatok segítségével megszerkesztettem az elektródatávolság ($AB/2$)-látszólagos ellenállás-görbéket logaritmikus léptékben. A logaritmikus görbéből egyszerű átszámítással megkaptam a Wenner-elrendezés elektróda távolsága (a) és a látszólagos ellenállás közötti összefüggést. Az így nyert értékeket észlelési adatoknak tekintettem és megszerkesztettem

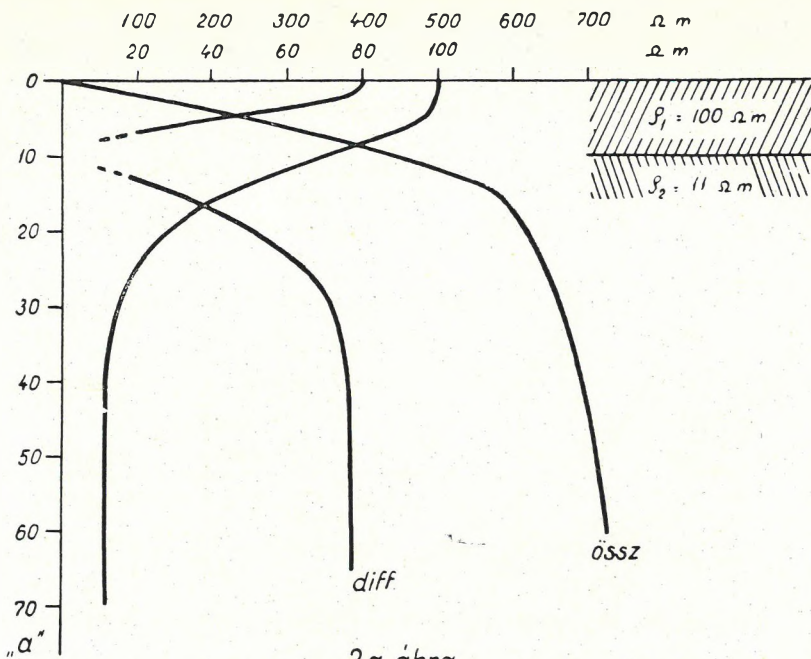


2. ábra

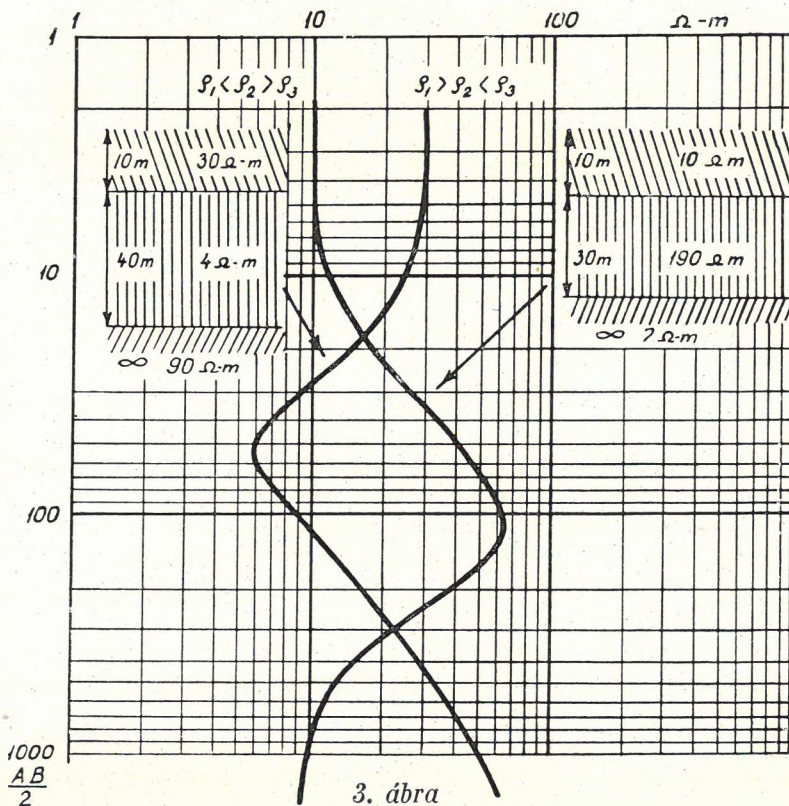
az összeggörbét és a differenciálgörbét és vizsgáltam, hogy az ismert rétegződési viszonyok mennyire tükröződnek az így kapott görbéken.

A föltételezhető legegyszerűbb lehetőség a kétréteges felépítés. (Eltekintve az egyetlen rétegtől, ahol nincs probléma.) A görbék alakja attól függ, hogy a rétegek fajlagos ellenállása hogyan viszonylik egymáshoz (azonos réteghatár esetén).

1. ábránk a görbéje annak az esetnek felel meg, amikor egy 10 m vastag $10 \Omega\text{-m}$ fajlagos ellenállású réteg alatt vastag $90 \Omega\text{-m}$ fajlagos ellenállású réteg van. A b görbe annak az esetnek felel meg, ha az alsó réteg fajlagos ellenállása sokszorososan nagyobb a fölötte lévőnél ($\rho_2 \gg \rho_1$). Mindkét görbe kétszer logaritmikus méretarányban van fölrakva. Abszcisszaként a látszó-



2a. ábra

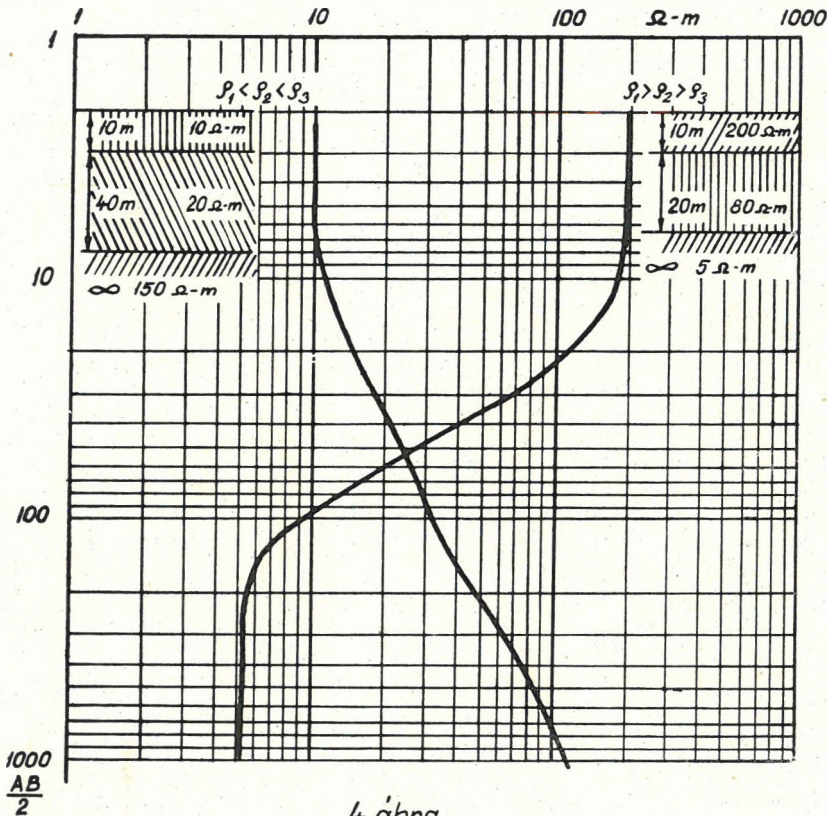


3. ábra

lagos ellenállás, ordinátaként az áramelektrodák távolságának fele ($AB/2$) szerepel.

A 2. ábra az előző rétegek fajlagos ellenállás görbéit (a , b), az összeggörbét (a_1 , b_1) és a differenciálgörbét (a_2 , b_2) lineáris léptékben ábrázolja.

A 2. ábra a_1 és b_1 görbéiből látható, hogy az összeggörbék réteghatárt jelző pontjai valóban jó egyezést adnak a kiindulásnál fölvetett 10 m-es réteghatárral. Az egyenesek metszése annál élesebb, minél nagyobb a két réteg



4. ábra

fajlagos ellenállásának hányadosa. Kevésbé éles a metszés és így bizonytalan a réteghatár megállapítása, ha a fajlagos ellenállások kevésbé különböznek (az alsó a felsőnek két-háromszorosa).

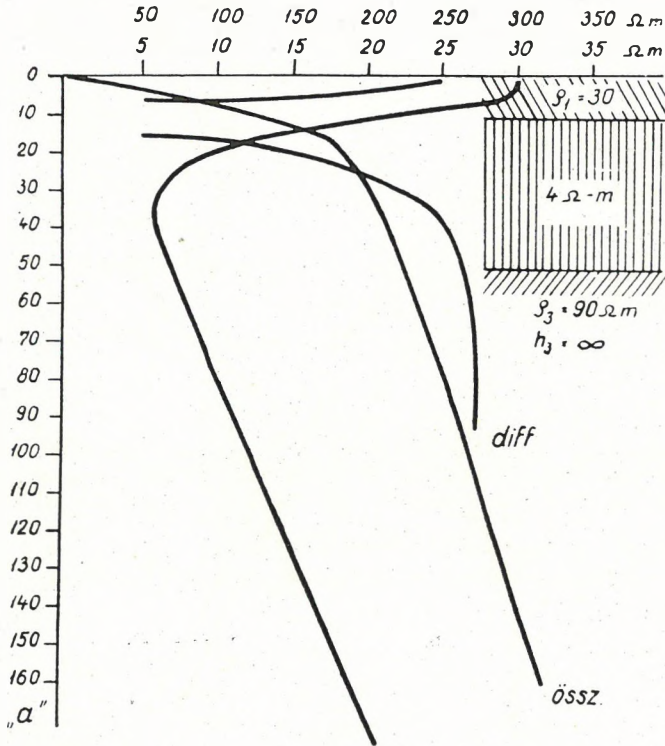
A módszernek az irodalomban számos cikk által ismertetett jó alkalmazhatósága azzal magyarázható, hogy a 2. ábra b görbéjének megfelelő volt a talaj felépítése a tárgyalt esetek legnagyobb részében.

A differenciálgörbék (a_2 , b_2) a $\rho_2 > \rho_1$ esetben egyáltalán nem mutatnak jellegzetes formát. Az a_2 görbe élesen egyébként sem jelentkező maximuma a réteghatárral semmi összefüggésben nincs.

A $2a$ ábra olyan rétegződésnek felel meg, ahol az alsó réteg fajlagos ellenállása kisebb, mint a felsőé. Mint az ábrából látható, az összeggörbén

az értelmezéshez kívánatos egyenessel interpolálható szakaszok nincsenek meg és így belőle réteghatárookra sem lehet következtetni. A differenciál-görbe ellenben éles minimummal rendelkezik, mely elég jó közelítéssel egyezik a réteghatárral.

A valóságban csak a legritkább esetben van dolgunk kétréteges felépítéssel. Az általaj szerkezetéről általában lényegesen jobb képet kapunk, ha három elektromosan különböző réteget tételezünk föl. A rétegek egymás-



5. ábra

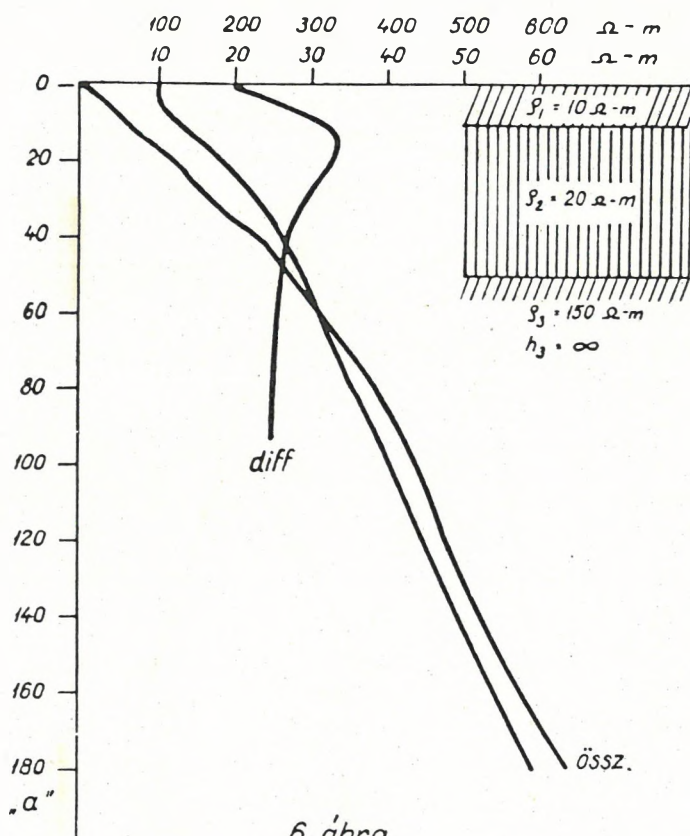
hoz viszonyított helyzete alapján négyféle háromréteges szelvény képzelhető el:

1. a középső réteg a legkisebb fajlagos ellenállású ($\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$),
2. a középső réteg a legnagyobb fajlagos ellenállású ($\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$),
3. a fajlagos ellenállások sorban növekszenek ($\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$),
4. a fajlagos ellenállások sorban csökkennek ($\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$).

A kétréteges problémánál alkalmazott módszert követve, mindegyik rétegződési típusra egy jellegzetes példát vettem fel. Megszerkesztettem a megfelelő elektródatávolság — látszólagos ellenállás-görbét logaritmikus léptékben (3–4. ábra). Az 5–8. ábrák ugyanezen rétegsorokra a lineáris

léptékben felrakott elektródatávolság (a) — látszólagos ellenállás görbét, a differenciálgörbét és az összeggörbét ábrázolják.

Ezekből megállapítható, hogy az összeggörbe az 5. és 8. ábrákon semmi összefüggést nem mutat a felvett réteghatárokkal. A 6. és 7. ábrák összeggörbéin a réteghatárok és a görbeszakasz metszéspontok között felfedezhető ugyan összefüggés, de értelmezés alapjául felhasználni nem lehet, mert biztonsággal csak akkor vehetők réteghatár indikációknak, ha ismeretes,



6. ábra

hogy ott réteghatár van. Egyébként több metszéspont is kihozható, melyek a réteghatárokkal nincsenek összefüggésben.

A differenciálgörbének (5–8. ábrák) elég éles szélsőértékpontja van. Ebből azonban legfeljebb az első réteghatárra következtethetünk, annál nagyobb hibával, minél laposabb a szélsőérték. (Nemcsak a szélsőérték-pont megállapításának bizonytalansága miatt.)

A háromréteges görbék kiértékelésében mutatkozó nehézségek érthetőkké válnak, ha tekintetbe vesszük, hogy az egyszerű kétréteges viszonyokat a harmadik réteg hatása összehonyolítja.

Különösen érdekesen bizonyítja a kiértékelési eljárások (bármilyen fajta)

Felelős kiadó: Solt Sándor

Műszaki felelős: Rózsa István

Megrendelve: 1954. III. 16. — Imprimálva: 1954. IV. 20. — Papíros alakja: 70×100
A könyv azonosságí száma: 1498. — Ívek száma: $\frac{1}{2} \frac{1}{8}$ ($\frac{2}{4} \frac{1}{8}$) — Ábrák száma: 8 — Példányszám: 500

Ez a könyv az MNOSZ 5601—50 Á és MNOSZ 5602—50 Á szabványok szerint készült

5844 Franklin-nyomda Budapest, VIII., Szentkirályi-utca 28.

Felelős: Vértes Ferenc

К. ПОШГАЙ:

СРЕДНЯЯ ПОГРЕШНОСТЬ ИЗМЕРЕНИЙ МЕТОДОМ ОТРАЖЕННЫХ ВОЛН

Средняя погрешность времен отраженных волн определяется существенно быстрее, чем при строгом методе выравнивания, если времена распространения отраженных волн, измеренные сейсмографами, расположенными симметрично, выражаются по единичным формулам и уравнения поправок выводятся из этих уравнений. При помощи полученного таким образом быстрого метода были определены автором средние погрешности времен вступления отраженных волн и вычисленных скоростей и глубин. При помощи полученных соотношений были определены и средние погрешности результатов измерений, выполненных одной из сейсмических партий Венгерского Государственного Геофизического Института им. Роланда Этвеша. На конце своей статьи автор указывает на практическую применимость средних погрешностей при измерений методом отраженных волн.

K. POSGAY:

MEAN ERROR OF SEISMIC MEASUREMENTS

To find the mean error of the reflection times with the strict equalization procedure is much easier by expressing with an equation the propagation times measured with symmetrically located seismometers, and the correction equations are deduced from these equations. Author determined the mean error of reflection arrival times, calculated velocities and depths by means of this quick procedure. With the thus obtained correlations he determined also the mean errors of the measurements made by one of the seismic groups of the Geophysical Institute «Roland Eötvös». Author finally shows the practicability of the mean errors at seismic reflection measurements.

SZEIZMIKUS REFLEXIÓS MÉRÉSEK KÖZÉPHIBÁJA

Írta: POSGAY KÁROLY

A reflexiós idők középhibája a szigorú kiegyenlítési eljárásnál lényegesen gyorsabban kapható, ha a szimmetrikusan elhelyezett szeizmométereken mért terjedési időket egy egyenlettel fejezzük ki s a javítási egyenleteket ezekből az egyenletekből vezetjük le. Az így nyert gyors eljárással határoztam meg a reflexiós beérkezési idők, a számított sebességek és mélységek középhibáját. A nyert összefüggésekkel meghatároztam a M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet egyik szeizmikus csoportja mérési eredményeinek középhibáit is. Tanulmányom befejező részében megkísérleltem rámutatni a középhibák gyakorlati használhatóságára reflexiós szeizmikus méréseknél.

A beérkezési idők középhibája

Egy-egy robbantópontnál az egyes reflektáló felületekhez tartozó reflexiós beérkezési idők középhibáját határoztam meg, azaz azt az időt, melyet az egyes beérkezések és a legkisebb négyzetek elve szerint a beérkezési időket legjobban megközelítő hiperbola között mutatkozó különbségek négyzetösszegének s a fölös megfigyelések számának arányából vont négyzetgyök határoz meg. Megvizsgáltam továbbá a beérkezési idők középhibájának változását különböző terítések esetén.

A megfigyelések száma nagy (a hiperbolák hossza átlagosan 1,5–2,2 km, a megfigyelések száma 60–90), s így egy-egy hiperbola kiegyenlítése rendkívül nagy munkát követelt volna, ezért egyszerűsítéseket végeztem, melyek kétségtelenül értékes eredményektől fosztottak meg (a sebességnek, mélységnek és dőlésnek legvalószínűbb értéke, s ezek középhibái), viszont a munkát hatalmas mértékben megrövidítették s ennek ellenére a hiperbolák középhibáját a szigorú kiegyenlítési módszerrel azonos pontossággal kaphattam meg.

A robbantási ponttól ellentétes irányban, azonos távolságra elhelyezett szeizmométereken észlelt beérkezési időkre érvényes (a):

$$t_d^2 - t_e^2 = \frac{8 \cdot z \cdot x \cdot \sin \gamma}{v_a^2} = (t_d + t_e) \cdot (t_d - t_e) \quad (1)$$

ahol

v_a átlagsebesség a robbantóponttól z távolságban levő reflektáló felületig

t_d dőlés irányában a számított beérkezési idő;

t_e emelkedés irányában a számított beérkezési idő;

z a robbantási pont távolsága a reflektáló felülettől;

γ a határfelület dőlése;

x a szeizmométerek távolsága a robbantási ponttól.

A mért beérkezési idők nem fogják kielégíteni a megfelelő hiperbola egyenletét. Jelöljük a mért értékeket t'_d és t'_e -vel s az egyes beérkezések és a legkisebb négyzetek elve szerint a beérkezési időket legjobban megközelítő hiperbola megfelelő értékei között mutatkozó különbségeket (azaz a javításokat) j_d és j_e -vel.

A szeizmométereknek a robbantási ponttól mért távolságait hibátlannak tételezem fel, mert a távolságmérést az időméréshez viszonyítva oly nagy pontosságúnak tartom, hogy javításai elhanyagolhatóak.

Mivel $t'_d + t'_e$ mellett a javítások elhanyagolhatóak, a megfigyelt értékeknek és javításaiknak az 1. egyenletbe helyettesítésekor:

$$j_d - j_e = \frac{8 \cdot z \cdot \sin \gamma}{v_a^2} \cdot \frac{x}{t'_d + t'_e} - (t'_d - t'_e) \quad (2)$$

A következő jelölésekkel egyenletünk tovább egyszerűsödik:

$$a = \frac{x}{t'_d + t'_e} \qquad y = \frac{8 \cdot z \cdot \sin \gamma}{v_d^2}$$

$$\Delta t = t'_d - t'_e \qquad \Delta j = j_d - j_e$$

A robbantóllyuktól egyenlő távolságban észlelt megfigyeléspárokból kapott javítási egyenletek alakja:

$$\Delta j_i = a_i \cdot y - \Delta t_i \qquad (3)$$

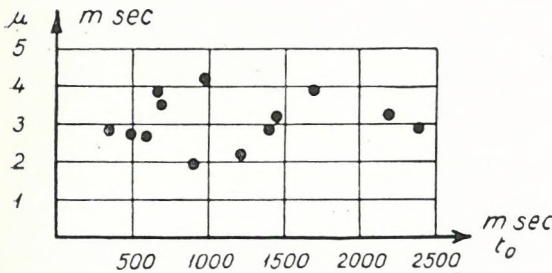
A közelítő megfigyelések kiegyenlítésekor használatos eljárással (b), figyelembevéve, hogy a javítások különbségének négyzetösszege egyenlőnek vehető nagyszámú megfigyelésnél a javítások négyzetösszegével, kapjuk a megfigyelések középhibáját:

$$\mu_t = \sqrt{\frac{[\Delta j \Delta j]}{n - 1}} \qquad (4)$$

Az 1. rajzon feltüntetett középhibák oly robbantóponthoz tartoznak, ahol az alaphegység mélyen fekszik, vastag terciér takaró települt rá és a

laza réteg kedvező alakulását (2. rajz). A terjedési időgörbék középhibája nem mutat emelkedést a nagyobb beérkezési időknél. A középhibák szóródása véleményem szerint a reflektáló felületekre vezethető vissza, s valószínűnek tartom, hogy oly helyeken, ahol a laza réteg kisebb jelentőségű, ott minél jobban megközelíti a reflektáló felület a számítási feltételeket, azaz minél jobban megközelíti a szelvény síkjába eső metszete

TERJEDÉSI IDŐGÖRBÉK KÖZÉPHIBÁI

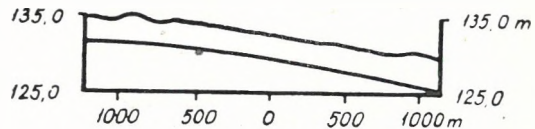


1. sz. rajz

az egyenest, annál kisebb lesz középhibája is, s a reflektáló szint és a felszinközeli rétegek között levő rész hatása valószínűleg kisebb jelentőségű.

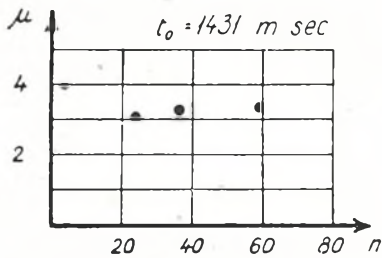
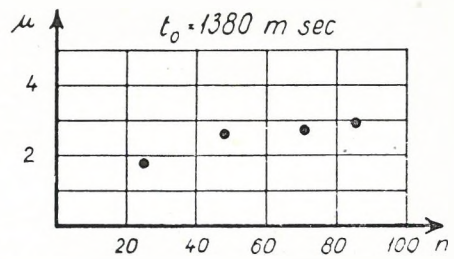
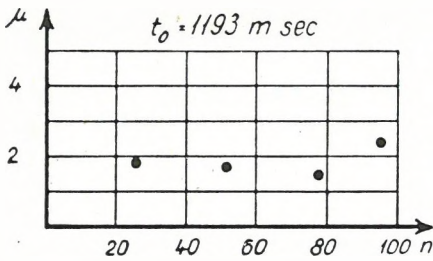
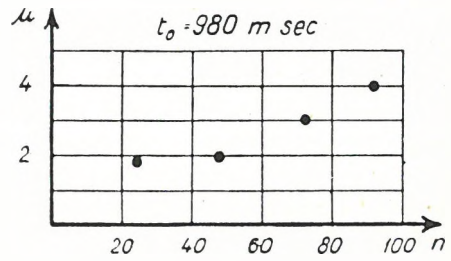
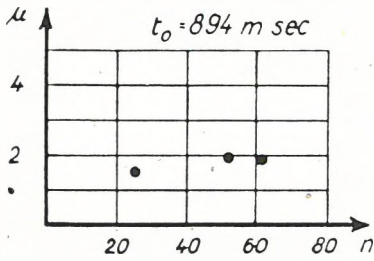
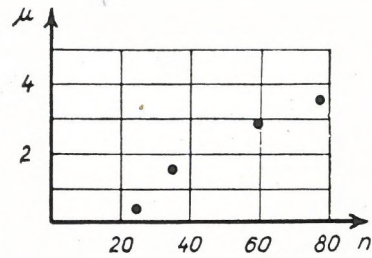
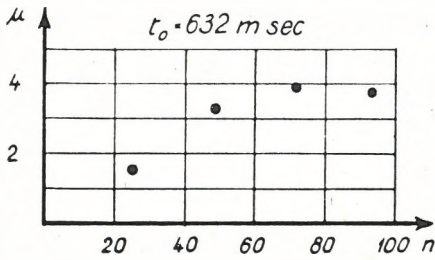
Egy-egy hiperbola középhibája változik a kiszámításnál felhasznált megfigyelések számával is. Ezt mutatja a 3. rajz. Az előző bekezdésben említett robbantópontnál kapott hosszabb hiperbolák középhibáit a kiegyenlítésnél figyelembe vett megfigyelések számának függvényében ábrázoltam. A megfigyelések száma arányosnak vehető a kiegyenlítéskor figyelembe vett terítés hosszával. Véleményem szerint a középhiba növekvő

KISREFRAKCIÓS TERITÉSEKKEL MEGHATÁROZOTT LAZA RÉTEG



2. sz. rajz

A TERJEDESI IDŐGÖRBEK KÖZÉPHIBÁINAK ALAKULÁSA
A MEGFIGYELÉSEK SZÁMÁNAK FÜGGVÉNYÉBEN.



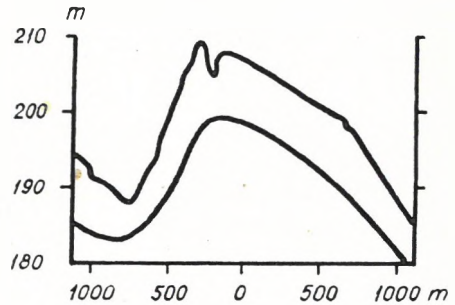
3. sz rajz

számú megfigyelésnél mutatkozó növekedése arra vezethető vissza, hogy növekvő terítési távolsággal, azaz növekvő meghatározott felületelemhosszal, kevésbé teljesülnek a számítási feltételek (azonos átlagsebesség, sík felületelem).

Nagyobb felszíni magasságkülönbségek esetén (4. rajz) valószínűleg a laza réteg is kedvezőtlenebb alakulású. Ezt mutatják a számított magasabb középhibák is (5. rajz). A nagyobb terítési távolsággal mutatkozó emelkedési mértékük is nagyobb, mivel a számítási feltételek még kevésbé teljesülnek.

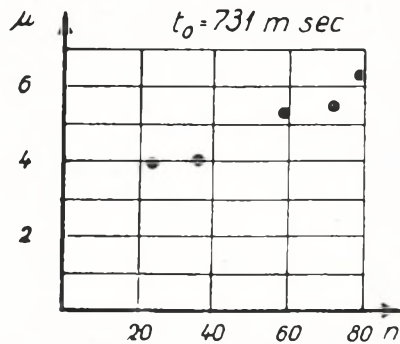
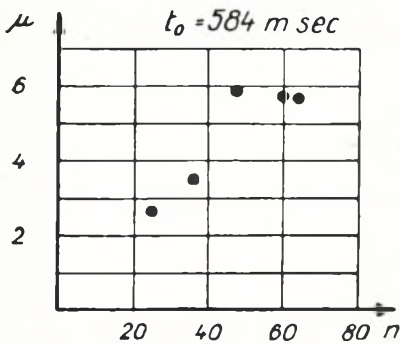
Számításokat végeztem nagyobb szeizmométerközzel végzett megfigyelések középhibájának meghatározására is. Ekkor csak minden negyedik szeizmométeren észlelt beérkezési időből határoztam meg a középhibát. Számításaim szerint 100 m-es szeizmométerköz esetén, de a használt 25 m-es geofonközzel nyert azonos terítési távolsággal a beérkezési idők középhibái átlag $\pm 0,3$ msec-ra egyeznek az 1. rajz adataival.

KISREFRAKCIÓS TERITÉSEKSEL
MEGHATÁROZOTT LAZA RÉTEG



4.sz.rajz

TERJEDÉSI IDŐGÖRBEK KÖZÉPHIBÁINAK ALAKULÁSA
A MEGFIGYELÉSEK SZÁMÁNAK FÜGGVÉNYÉBEN



5. sz. rajz

A sebesség- és mélységmeghatározás középhibája

A számított sebesség és mélység középhibájának változását a robbantópontnál mért t_0 beérkezési idők függvényében határoztam meg. A beérkezési időgörbék középhibáit a mélységtől függetlennek tekintettem.

A számítások egyszerűsítése végett eltértem a szigorú kiegyenlítés módszerétől, de oly egyszerűsítő feltételeket használtam csupán fel, melyek lehetőségessé teszik a számítások gyakorlati felhasználását úgy, hogy a kapott eredmények a gyakorlati következtetések szempontjából megbízhatók maradjanak.

Ebben a fejezetben csakis vízszintes (illetve kis dőlésű), település esetét vizsgáltam.

Egyszerűség kedvéért feltételeztem, hogy az átlagsebesség a mélységgel lineárisan növekszik:

$$v_a = cH + v_0$$

Ebben az esetben az átlagsebesség növekedését a beérkezési időgörbék ordinátametszetének függvényében egy, a t_0 tengely irányában eltoltt, egyenlőszárú hiperbola jellemzi:

$$t_0 - \frac{2}{c} = -\frac{2}{c} \cdot \frac{v_0}{v_a}$$

ahol a v_a a t_0 ordinátametszetű terjedési időgörbékhez tartozó átlagsebesség;

v_0 pedig a $v_a = f(t_0)$ összefüggést teljesítő rétegsor legfelső rétegében a rengéshullámok sebessége.

A mélység egységére eső átlagsebességemelkedést jellemző c állandó meghatározásánál Mituch Erzsébetnek a szóban forgó területen összeállított t_0v diagramm $v_a = f(t_0)$ görbét használtam fel (6. rajz). 0,250 másodpercenkénti értékeiből számított eredmények, mint a 7. rajzon látható, 500 és 1500 msec között csak kis szóródást mutatnak. Feltételezve, hogy a görbe ezen a részen lehet a legpontosabb, mivel a feltüntetett sebességértékek legnagyobb része a t_0v diagrammban erre a részre esik, az 500 és 1500 msec között kapott c értékekből számítottam a későbbiekben felhasznált állandó értékét. Kerekített értéke:

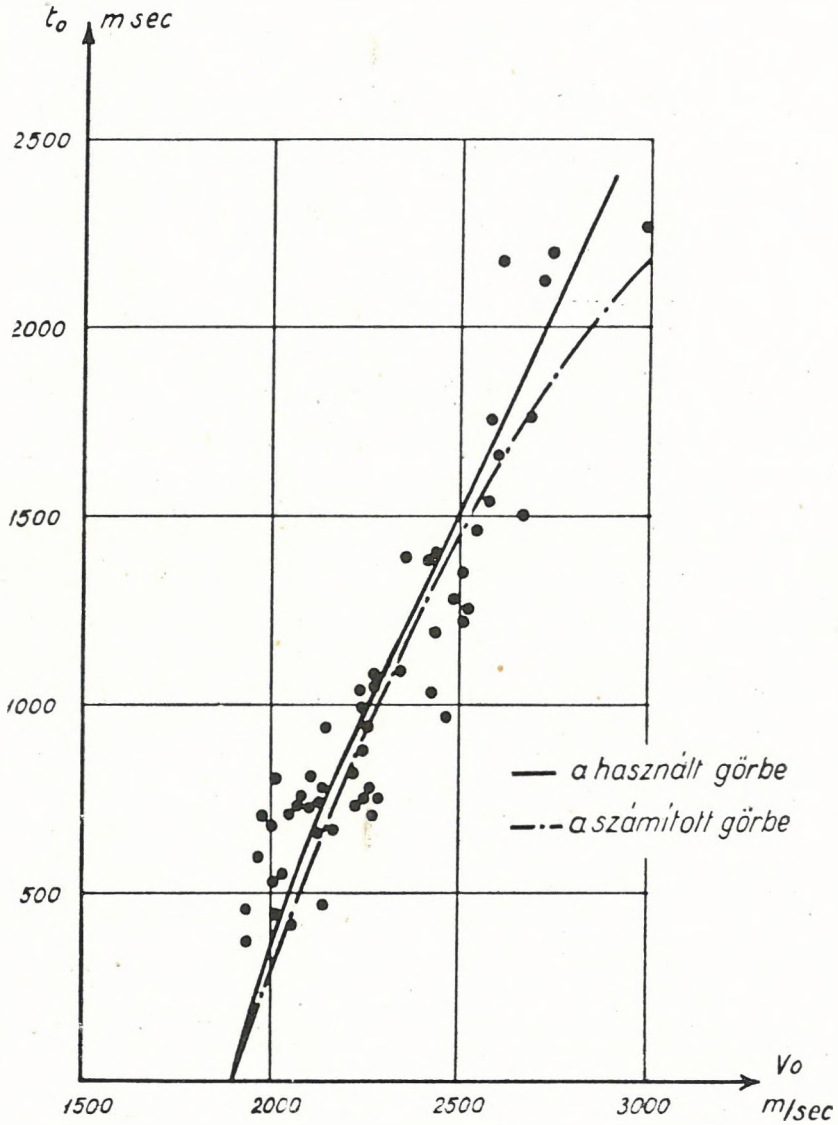
$$c = 0,33 \frac{\text{m/sec}}{\text{m}} = 3,3 \cdot 10^{-4} \frac{\text{m/msec}}{\text{m}}$$

Az így kapott c értékkel számított t_0v görbe jól követi a Mituch-féle t_0v görbét (L. 6. rajz).

A sebesség középhibájának változását oly esetre számítottam, mikor a sebesség meghatározására csupán a terjedési időgörbe ordinátametszetét és két végpontját használjuk fel. Vízszintes település esetén

$$v_a = \sqrt{\frac{x_1^2 + x_2^2}{t_1^2 + t_2^2 - 2t_0^2}} \quad (6)$$

x_1, x_2 a szélső szeizmometerek távolsága a robbantóponttól, ahol a megfelelő rétegből kapott beérkezési idők t_1 és t_2 .

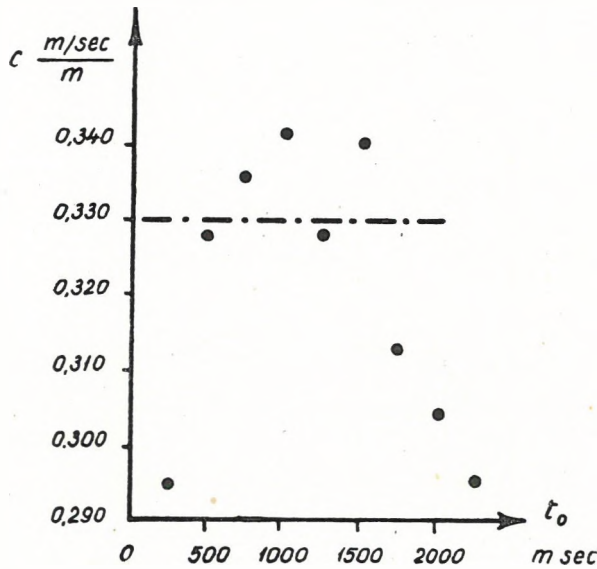
t_0V DIAGRAMM

6.sz.rajz

Feltételezve, hogy a sebesség az előbbieken leírt módon változik, a sebesség középhibája

$$\mu_v = \pm \frac{\mu_t \cdot v_0^2}{x_1^2 + x_2^2} \cdot \frac{\sqrt{6 \cdot v_0^2 \cdot t_0^2 + (x_1^2 + x_2^2) \cdot \left(1 - \frac{c \cdot t_0}{2}\right)^2}}{\left(1 - \frac{c \cdot t_0}{2}\right)^3} \quad (7)$$

„C” ÉRTEKEI



7.sz.rajz

A 8. rajzon feltüntetett görbét a következő értékekkel számítottam:

$$\mu_t = \pm 4 \text{ msec}$$

$$x_1 = x_2 = 10^3 \text{ m}$$

$$v_0 = 1,9 \text{ m/msec}$$

$$c = 3,3 \cdot 10^{-1} \frac{\text{m/msec}}{\text{m}}$$

A gyakorlatban több pont grafikus kiegyenlítésével nyerik az átlagsebesség értékeket, s így a pontok kiválasztásánál s az egyenes behúzásánál a kiértékelő rutinja sokat számíthat. A 8. rajz középhibáinál lényegesen kisebb középhibára is számíthatunk.

Szigorú kiegyenlítésnél a sebességértékek középhibáinak aránya, külön-

bőző számú megfigyelés kiegyenlítése esetén, durva megközelítéssel a következő összefüggéssel fejezhető ki:

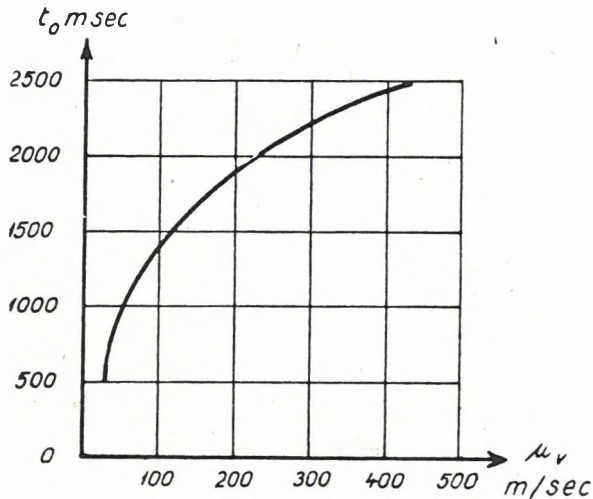
$$k = \frac{\mu_{v1}}{\mu_{v2}} = \sqrt{\frac{[x_{i2}^4]}{[x_{i1}^4]}} \quad (8)$$

x_{i1} μ_{v1} ; x_{i2} pedig μ_{v2} kiszámításánál figyelembe vett megfigyelések távolságait jelzi a robbantási ponttól. Az arány számítását megkönnyíti, hogy

$$x_i = n_i \cdot e$$

ahol e a szeizmometerek terítési közeit jelenti. e kiemelhető, egyszerűsít-

A SEBESSÉG KÖZÉPHIBÁJÁNAK VÁLTOZÁSA



8.sz. rajz

hetünk vele, s a számításnál már csak kis egészszámok negyedik hatványát kell összegezni.

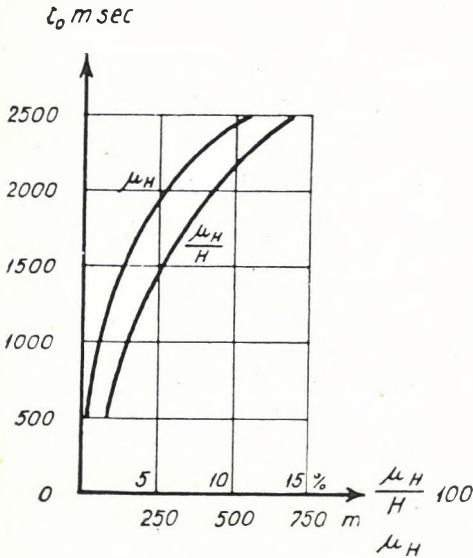
A 6. rajzon feltüntetett t_0v diagramm esetén

$$k = 2$$

vehető általánosságban az alkalmazott pontok távolságait figyelembe véve. A pontok kiválasztásával valószínűleg még javítottak a helyzeten, mert az összképnek legmegfelelőbb pontok kiválasztásával véleményem szerint a nagyobb «súlyú» pontokat vették figyelembe. A t_0v diagramm vizsgálatánál még tekintetbe kell vennünk, hogy a legtöbb értéket aszimptota és négyzetes módszerrel is számították s így a grafikus kiegyenlítés hibáját valószínűleg minimálisra csökkentették.

Úgy gondolom, hogy a t_0v diagrammon feltüntetett sebességértékek középhibája a 8. rajzon látható értékeknél 2–3-szor kisebb lehet. A t_0v diagramm szóródása véleményem szerint arra, az irodalomban is megtalálható (c) jelenségre vezethető vissza, hogy a terjedési sebességek nem csupán

A MÉLYSÉG KÖZÉPHIBÁJÁNAK
VÁLTOZÁSA



9.sz.rajz

$$\mu'_v = \pm 88 \text{ m/sec.}$$

Ezzel az értékkel számítva a mélység %-os középhibáját, a mélységgel egészen enyhén csökkenő értéket kapunk 500 és 3000 m között

$$\frac{\mu_H}{H} = 3 - 4\%.$$

A mélység középhibájának változását abban az esetben, ha a mélységet a terjedési időgörbéből számítjuk, megint csak arra az esetre vizsgáltam, mikor a mélységet az ordinátametszetből, s két szélső pontból számítjuk. Mivel ebben az esetben a sebességmeghatározás hibája adja a fő tényezőt, a sebességmeghatározásnál a középhibát csökkentő körülményekről mondtunk itt is a jó megközelítésnek vehetjük.

Vízszintes település esetén

$$H = \frac{t_0 \cdot v_a}{2} = \frac{t_0}{2} \cdot \sqrt{\frac{x_1^2 + x_2^2}{t_1^2 + t_2^2 - 2t_0^2}} \quad (10)$$

$$\mu_H = \pm \frac{\mu_t \cdot v_a}{2 \cdot (x_1^2 + x_2^2)} \cdot \sqrt{6 \cdot t_0^4 \cdot v_a^4 + 5 \cdot t_0^2 \cdot v_a^2 \cdot (x_1^2 + x_2^2) + (x_1^2 + x_2^2)^2} \quad (11)$$

(A jelölések az előzőekben használtakkal azonosak.)

vertikális irányban változnak, hanem horizontális irányban is, s hogy a terjedési sebességnek a mélység növekedésével mutakozó emelkedési mértéke szintén mutat eltéréseket a különböző robbantópontoknál.

Amennyiben mélységszámításnál a t_0v diagramm

$$v_a = f(t_0)$$

görbét használjuk fel (természetesen az ottani mérési területen), akkor az értékek átlagos középhibáját úgy kapjuk meg, ha az egyes értékeknek a kiértékeléskor használt t_0v görbétől számított eltéréseit vesszük figyelembe.

$$\mu'_v = \pm \sqrt{\frac{[(v_i - v_a)^2]}{n - 1}} \quad (9)$$

v_a : átlagsebességérték t_0 értékénél,
 v_i : a kiértékeléskor használt görbétől kapott sebességérték t_{0i} értékénél.

A 9. rajzon feltüntetett eredményeket a következő értékekkel számítottam:

$$\mu_t = \pm 4 \text{ msec} \qquad x_1 = x_2 = 10^3 \text{ m}$$

A $v_d = f(t_0)$ összefüggést az előzőekben megadott

$$c = 3,3 \cdot 10^{-4} \frac{\text{m/msec}}{\text{m}}$$

értékkel számítottam.

Ha a csökkentő tényezőket is figyelembe vesszük, úgy feltételezhetjük, hogy a mélységmeghatározás középhibája közvetlen meghatározás esetén a lefolytatott méréseknél 4% alatt van, s figyelembe nem vett megfigyelések bevonásával, a mélység nagysága szerint, kb. 1–3%-ra csökkenthető lenne.

A középhibaszámítás gyakorlati felhasználása

Nem gyakorlatban igazolt eredményeket írok le ebben a részben. Csupán feltevéseket, lehetőségeket vetek fel, melyek a szeizmika terén még gyakorlati igazolásra várnak.

A középhibaszámítás felhasználási lehetőségeit a szeizmika terén három irányban látom:

1. Megadja méréseink pontosságát.

2. Egy elérhető pontossági határon belül lehetővé teszi a mérések és a kiértékelés megtervezését az adott pontosságra.

3. Egyes területeken talán korrelációs lehetőségeket ad.

1. Valószínűnek tartom, hogy a mérési eredmények középhibái a mérési területre és a használt eljárásra jellemzőek, s akár a felszint, akár az altalajt jellemző szeizmikus viszonyok megváltoznak, akár az eljárást változtatjuk meg, a középhibák is eltérést mutatnak.

Az egyes területekre, módszerekre és eljárásokra jellemző középhibák, azt hiszem érdeklik mind a geofizikus, mind a szeizmikával kapcsolatot tartó (nem geofizikus) kartársakat. Ismereteink kibővítése után úgy érzem, egy-egy probléma felvetődésekor biztosabban lehet majd megítélni azok megoldhatóságát, tehát, hogy a gyakorlatilag használható eljárások pontossága a kérdés megoldásához elegendő-e.

A szeizmikus szelvényeknek és a fúrási geológiai szelvényeknek egyeztetésekor ugyancsak érdekes számunkra a középhiba, melyből következtethetünk a reflektáló szintek mélységadatainak maximális hibájára is (d).

Dolgozatom ezen a téren nagyon kevés adatot szolgáltat, s a fentiek teljesíthetőségéhez még különböző területek és módszerek adatai szükségesek.

2. Adott feladat esetén a mérési eljárást és azon belül a felvételezés módját úgy kell megterveznünk, hogy eredményeink megfelelő pontosságúak legyenek. Dolgozatomnak ebben a részében is csak a reflexiós szeizmikus módszerrel foglalkozom. Úgy vélem, hogy refrakciós felvételezés esetén is a legracionálisabb felvételezési mód hasonló elgondolások alapján megállapítható lesz.

Megfelelő korrigálással a terjedési időgörbe középhibája is csökkenthető. A korrigálás eredményességéről a korrigálatlan és korrigált eredmények középhibája tájékoztatást nyújt.

A fenti vizsgálatokhoz hasonló módon, amennyiben a mérési területről a megfelelő adatok rendelkezésünkre állanak, méréseink előirt pontossággal tervezhetők. A szükséges adatokat, valószínűleg jó közelítéssel becsülni is tudjuk majd, ha különböző mérési területek jellemző középhibaértékeit ismerjük.

Kiértékelésnél, a mérési eredmények ábrázolásánál elegendő olyan léptéket választani, hogy a középhiba második számjegyének megfelelő nagyságrend már csak becsülhető legyen, hiszen az ábrázolás pontosságának fokozása már csak látszólagos lenne.

Amennyiben nem a mért értékeket, hanem valamely függvényét ábrázoljuk, úgy a hibátovaterjedés szabályait kell figyelembe vennünk.

3. Lehetségesnek tartom, hogy oly területeken, ahol a laza réteg hatása csekély, ott található esetleg oly szint, mely a többi szintektől eltérő nagyságú és összetételű középhibájával a szint korrelálását lehetővé teszi a középhibák alapján.

A jelzett mérési területen a követelményeknek megfelelő szintet megállapítani nem tudtam.

A közölt számításokat logarléccel gyorsan végezhetjük el; nem kívánunk nagy munkát. Remélem, hogy segítségükkel meg lehet majd ítélni méréseink pontosságát, s a középhibaszámitás durva hibák felfedezésére is alkalmas lesz. A középhibák számításának alkalmazása esetén utat találhatunk arra nézve, hogy feladataink tervezésénél ne fecséreljünk anyagot és időt felesleges munkára:

1. Ne végezzünk oly célra méréseket, melyre méréseink pontossága nem megfelelő.

2. Mindig a mérés céljának megfelelő pontossággal dolgozzunk.

3. Ne törekedjünk oly részletpontosságra, amely a célul kitűzött mérési eredmények pontosságát nem fokozza.

IRODALOM

a) REICH, ZWERGER: Taschenbuch der angewandten Geophysik. Leipzig 1943. C. Seismische Messungen. Von G. Tüchel. III. Das Reflexionsverfahren. 245. old.

b) DR. TÁRCZY-HORNOCH ANTAL: A kiegyenlítő számítás. Sopron 1950. 45—54. old.

c) SZOROKIN, URISZON, RJABINKIN, DOLICKIJ: A kőolajkutatás geofizikai módszerei. (Dr. Viczián István fordítása.) 351. old.

d) DR. TÁRCZY-HORNOCH ANTAL: A kiegyenlítő számítás. Sopron, 1950. 13. old.

Felelős kiadó: Solt Sándor

Műszaki Felelős: Rózsa István

Megrendelve: 1954. III. 16. — Imprimálva: 1954. IV. 20. — Papiros alakja: A/0.

A könyv azonosági száma: 1499 — Ívek száma: $\frac{3}{4} \frac{1}{8}$ ($1 \frac{1}{8}$) — Ábrák száma: 11 — Példányszám: 500.

Ez a könyv az MNOSZ 5601—50 Á és MNOSZ 5602—50 Á szabványok szerint készült.

5842 Franklin-nyomda Budapest, VIII., Szentkirályi-utca 28.

Felelős: Vértes Ferenc

Проф. А. ТАРЦИ—ХОРНОК:

OB OPREDELENIJ SKOROSZTI RASPROSTRANENIJA OTRAZENNYX VOLN

Б случае трех сейсмографов, располагающихся на одной прямой по равным интервалам, для определения вычислением скорости распространения сейсмических волн служит очень простая формула (2). Точность этой формулы является неудовлетворительной. Относительно хорошие результаты получаются из формул (21) и (21а). Однако при наличии скорости распространения, превышающей величину $V = 1500$ м/сек. и в случае отражающего горизонта, располагающегося глубже 1000 м., необходимо повысить величину расстояний, находящихся между сейсмографами.

Эта работа с некоторыми мелкими различиями опубликуется и на немецком языке в журнале «Acta Technica Hungarica» Научной Академии Венгрии.

DR. A. TÁRCZY—HORNOCH

DETERMINATION OF PROPAGATION VELOCITY WITH THE SEISMIC REFLECTION METHOD

The very simple formula (2) serves to determine by means of calculation the propagation velocity of seismic waves in case of three seismometers set in a line in equal distances, but the precision of the same is not sufficient. The formula (21), i. e. (21a) gives a relatively good result. But in case of a propagation velocity higher than $V = 1500$ m/s and a reflecting surface deeper than 1000 m it becomes necessary to increase the distance between the seismometers.

This essay, with some difference in the text, is going to be published in German language in the Acta Technica Hungarica, the publication of the Hungarian Academy of Sciences.

A TERJEDÉSI SEBESSÉG MEGHATÁROZÁSÁRÓL A REFLEXIÓS SZEIZMIKUS MÓDSZERNÉL

DR. TÁRCZY-HORNOCH ANTAL

Az alábbi közlemény az 1953. novemberi soproni Geofizikus ankéton tartott előadásomnak első harmadát tartalmazza; ezt azonban jelentősen bővebben, mint ahogyan az akkori korlátozott időtartamon belül előadni lehetséges volt.

A rengési hullámok átlagos vagy effektív terjedési sebességének meghatározása tudvalevőleg azért fontos, mert segítségével a tekintetbe jövő részen síknak tekintet visszaverő felület adatait már viszonylag egyszerűen tudjuk meghatározni. Ezekről részben a Tudományos Akadémia Műszaki Tudományok Osztályának Közleményeiben megjelenő «A mesterséges rengés-hullámokat reflektáló sík meghatározásáról» c. tanulmányunk, részben az ankéton elhangzott előadásunk további, egy más alkalommal közlendő része szól. Mindkettő a felvevő készülékek, más néven geofonok általános

térbeli helyzetét s így a különböző magas felvevő készülékek esetét tárgyalja, az első a gömbháromszögtan, a második a téranalitika segítségével.

Jelen vizsgálatunk csupán a robbantási ponttal egyenlő magas és egy egyenesben fekvő felvevő készülékek esetére terjeszkedik ki, aminthogy a rendelkezésünkre álló irodalom is eddig — egy-két befejezetlen kísérlettől eltekintve — csupán ezzel foglalkozott. Az átlagos terjedési sebesség meghatározására Haáz értékes tanulmányában (l. 54. old.) a következő összefüggést vezette le:

$$V^2 = \frac{s_2 s_3 (s_3 - s_2) - s_3 s_1 (s_3 - s_1) + s_1 s_2 (s_2 - s_1)}{t_1^2 (s_3 - s_2) - t_2^2 (s_3 - s_1) + t_3^2 (s_2 - s_1)}$$

Ebben a képletben V^2 az átlagos terjedési sebesség négyzete, s_1 , s_2 és s_3 a három, egy egyenesben és egyenlő magasan fekvő felvevő készülék távolsága a robbantási helytől, míg t_1 , t_2 és t_3 a rengési hullám beérkezéséig eltelt három időtartam. A felvevő készülékek egyenese a visszaverő síkhoz viszonyítva tetszőleges helyzetű lehet, s nem kell a sík esésvonalába esnie. Mi magunk ugyanerre az értékre más úton egy lényegében azonos, de külső kifejezési

formájában áttekinthetőbb kifejezést kaptunk:

$$V^2 = \frac{s_3 - s_2}{\frac{t_3^2 - t_1^2}{s_3 - s_1} - \frac{t_2^2 - t_1^2}{s_2 - s_1}} \quad (1)$$

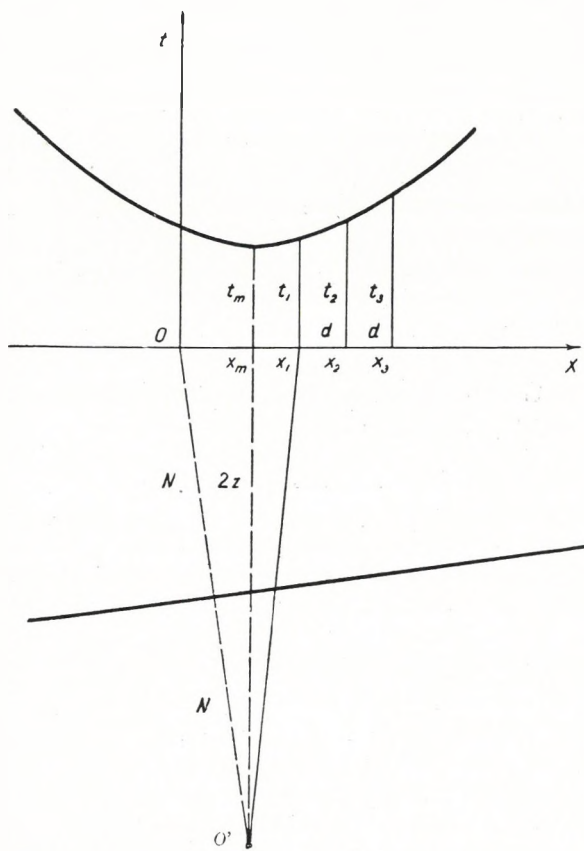
Ebből egyenlő d geofonközök esetében a következő egyszerű kifejezések keletkeznek:

$$V^2 = \frac{2d^2}{t_1^2 - 2t_2^2 + t_3^2} \quad (2)$$

illetőleg:

$$V = d \sqrt{\frac{2}{t_1^2 - 2t_2^2 + t_3^2}} \quad (3)$$

Itt jegyezzük meg, hogy ugyanaz a képlet Bugaljo «állandó különbség módszerének» kiinduló képleteiből is levezethető. Minthogy későbbi saját vizsgálatainkat e módszerrel kapcsolatba kívánjuk hozni, célszerű lesz 3. egyenletünket ez úton is levezetni. Legyenek az állandó különbség módszerénél



Ábra

(V. ö. 2; 345–346. old.) az 1. ábra szerint x_1 , x_2 és x_3 a három felvevő készülék távolságai az O robbantási ponttól, t_m a hodográf minimumának az ordinátája, míg x_m ennek az abszcisszája. Ha az O' tükörképnek a felszíntől számított mélységét 2-szel, az $x_2 - x_1$ állandó különbséget pedig d -vel jelöljük, úgy a következő két összefüggés áll fenn:

$$\begin{aligned}(x_1 - x_m)^2 + 4z^2 &= V^2 t_1^2 \\ (x_1 + d - x_m)^2 + 4z^2 &= V^2 t_2^2\end{aligned}\quad (4)$$

E két egyenletből nyeri tudalevőleg Bugaljo a

$$t_2^2 - t_1^2 = y_1 \quad (5)$$

jelölés bevezetése mellett az egyes index elhagyása után egy egyenesnek az

$$y = \frac{2d^2}{V^2} x + \frac{d - 2dx_m}{V^2} \quad (6)$$

egyenletét és a differenciálhányados helyett a differenciahányadost véve a

$$\frac{\Delta y}{\Delta x} = \frac{2d}{V^2} \quad \text{illetőleg} \quad V = \sqrt{\frac{2\Delta x d}{\Delta y}} \quad (7)$$

kifejezésből a V átlagos terjedési sebességet. Ha tehát az (5) egyenlet szerint rendre a $t_2^2 - t_1^2 = y_1$, $t_3^2 - t_2^2 = y_2 \dots$ stb. értékeket felrakjuk, s e pontok között a legjobban simuló egyenest megrajzoljuk, az egyenes irányszögének kotangensével és d -vel a sebességet azonnal kiszámíthatjuk. Az eljárás rendkívül szellemes, s találóan jegyzi meg [2], hogy a legtökéletesebb módszer a hiperbolának egyenes vonallá való transzformálására és nem kívánja meg a hodográf egyetlen pontjának rögzítését sem. Bizonyos nehézséget jelent, igaz, az (5) egyenlet értelmében pontszerűen adott egyes értékeknek (6) szerinti folyamatos függvény szerinti értelmezése és a pontokhoz legjobban simuló egyenesnek szemmérték szerinti pontos meghúzása, különösen akkor, ha, mint látni fogjuk, a pontoknak az egyenestől való jelentős szórásával kell számolnunk.

Ha most a fenti (4) egyenletekhez még egy $x_3 = x_1 + 2d$ felvevő készülék t_3 értékét is hozzávesszük:

$$(x_1 + 2d - x_m)^2 + 4z^2 = V^2 t_3^2 \quad (4a)$$

és a (4) alatti két egyenlet különbségének kétszeresét a (4a) alatti harmadik és a (4) alatti első egyenlet különbségéből levonjuk:

$$\begin{aligned}4x_1 d + 4d^2 - 4x_m d &= V^2(t_3^2 - t_1^2) \\ -4x_1 d - 2d^2 + 4x_m d &= -2V^2(t_2^2 - t_1^2) \\ \hline 2d^2 &= V^2(t_1^2 - 2t_2^2 + t_3^2)\end{aligned}$$

lesz és ebből V^2 , illetőleg V a (2) és (3) alatti előbbi képletek szerinti értékben adódik. Meg kell jegyeznünk itt, hogy a három felvevő készülék szükséglete

(2) és (3) képleteinknél nem jelent hátrányt az állandó különbség módszerével szemben, mert hisz a sebesség meghatározásához szükséges egyeneshez is legalább két y -érték, azaz három t^2 -érték kell. Sőt, ha tekintetbe vesszük, hogy csupán két y esetben $y = (t_3 - t_2) - (t_2 - t_1)$ és ebben az esetben szükségszerűleg $x = d$, úgy az állandó különbség módszerének V -re fölirt (7) alatti egyenlete is pontosan (3) egyenletünkbe megy át.

A (2) alatti egyenletünk már most az állandó különbség módszerének egy igen egyszerű számítási megoldását teszi lehetővé. Ebből ugyanis $t_1^2 - 2t_2^2 + t_3^2 = \frac{2d^2}{V^2}$. Ha most három-három egymásután következő felvevő készülék

adataiból ezeket kiszámítjuk, akkor a felvevő készülék esetében $\frac{2d^2}{V^2}$ -re $n-2$ értéket kapunk, amelyeknek középértéke az átlagos terjedési sebesség megbízhatóbb értékét adja:

$$\begin{aligned} t_1^2 - 2t_2^2 + t_3^2 &= \frac{2d^2}{V^2} \\ t_2^2 - 2t_3^2 + t_4^2 &= \frac{2d^2}{V^2} \\ t_3^2 - 2t_4^2 + t_5^2 &= \frac{2d^2}{V^2} \\ &\vdots \\ &\vdots \\ t_{n-3}^2 - 2t_{n-2}^2 + t_{n-1}^2 &= \frac{2d^2}{V^2} \\ -t_{n-2}^2 - 2t_{n-1}^2 + t_n^2 &= \frac{2d^2}{V^2} \end{aligned} \quad (8)$$

$$t_1^2 - t_2^2 - t_{n-1}^2 + t_n^2 = \frac{2(n-2)d^2}{V^2}$$

$$V = d \sqrt{\frac{2(n-2)}{t_1^2 - t_2^2 - t_{n-1}^2 + t_n^2}} = d \sqrt{\frac{2(n-2)}{(t_n^2 - t_{n-1}^2) - (t_2^2 - t_1^2)}} \quad (9)$$

A fenti egyenlet alapján ahhoz az igen érdekes eredményhez jutunk, hogy az átlagos sebességnek fentiek szerint számított értékére csak a két első és két utolsó időtartamnak van befolyása. Mire való akkor itt a többi felvevő készülék? Arra, hogy a felrajzolt hiperbolaág alapján megállapíthassuk, nincs-e rajta törés, amely esetben a (9) egyenlet szerint való számítás csak az eddig terjedő geofon adatokat használhatja fel.

Az állandó különbség szerkesztési módszerével összehasonlítva a nevező semmi egyéb, mint az utolsó és első y ordináta, s eszerint ott is fölösleges a közbülső y ordinátákat felrakni és köztük a legjobban simuló egyenest megszerkesztetni, hanem elegendő az első és utolsó y -nak megfelelő két pontot egyszerűen és egyértelműen összekötni. Az állandó különbség e módosított

szerkesztési módszerének elvi jogosultsága könnyen belátható, ha tekintetbe vesszük, hogy a közbülső pontok két egymásután következő y ordinátáját ugyanaz az időhiba (pl. $t_3^2 - t_2^2$ és $t_4^2 - t_3^2$ -nál t_3 hibája) ugyanannyival egyszer pozitív, a másik alkalommal negatív értelemben tolja el, s így ezek a hibák kölcsönösen megsemmisítik egymást, azaz t_3 értékének a hibája, s így az ismeretlen helyes t_3 értéke az átlagos sebességnek a fentiek szerinti meghatározására a helyes szerkesztési módszernél sincsen hatással. Egyébként az egyenlő különbség számítási módszerére megadott (9) egyenletünk olyan egyszerű, hogy a szerkesztéssel szemben előnyösnek látszik. A későbbi pontossági vizsgálatok azonban azt fogják mutatni, hogy még az így nyert számítási, illetve szerkesztési eredmények sem lesznek sok esetben megfelelő pontosságúak.

Meg kell itt mindjárt jegyeznünk, hogy (9) képletünk és így a szerkesztési módszer sem szigorú kiegyenlítés eredménye, csupán az eddigieknél jobb közelítés. Nem szigorú elsősorban azért, mert a (8) egyenleteink $\frac{2d^2}{V^2}$ részértékei nem függetlenek egymástól, hiszen ugyanazon mérési érték pl. t_3 három egyenletben is szerepel. Nem szigorú továbbá azért sem, mert még egyenlő geofonközök mellett is még más $\frac{2d^2}{V^2}$ számított eredmények is lehetségesek. Így pl., ha minden második geofon adatait vesszük:

$$\begin{aligned} t_1^2 - 2t_3^2 + t_5^2 &= \frac{2(2d)^2}{V^2} \\ t_3^2 - 2t_5^2 + t_7^2 &= \frac{2(2d)^2}{V^2} \\ t_5^2 - 2t_7^2 + t_9^2 &= \frac{2(2d)^2}{V^2} \\ &\vdots \\ &\vdots \end{aligned} \quad (10)$$

Vagy ha minden harmadik geofon adatait használjuk fel:

$$\begin{aligned} t_1^2 - 2t_4^2 + t_7^2 &= \frac{2(3d)^2}{V^2} \\ t_4^2 - 2t_7^2 + t_{10}^2 &= \frac{2(3d)^2}{V^2} \end{aligned} \quad (10a)$$

Ha ezeket a lehetőségeket is figyelembe akarjuk venni, a 25 geofonos készülék lenne igen célszerű, mert a keletkező 24 geofonköz 2, 3, 4, 6, 8 és 12-vel osztható maradék nélkül.

A (10), (10a) stb. csoportokra is áll értelemszerűen a (8) alatti egyenleteink összegében tapasztalt törvényszerűség, nevezetesen:

$$t_1^2 - t_2^2 - t_{-2n}^2 + t_n^2 = \frac{2 \left(\frac{n-1}{2} - 1 \right) (2d)^2}{V^2} = \frac{4(n-3)d^2}{V^2}$$

illetőleg:

$$t_1^2 - t_4^2 - t_{n-3}^2 + t_n^2 = \frac{2 \left(\frac{n-1}{3} - 1 \right) (3d)^2}{V^2} = \frac{6(n-4)d^2}{V^2} \quad (11)$$

stb.

Azonban még ez sem meríti ki a lehetséges esetek számát, hisz pl. minden második felvevő készülék esetén nemcsak t_1 -ből, hanem t_2 -ből is kiindulhatunk, tehát

$$t_2^2 - 2t_4^2 + t_6^2 = \frac{2(2d)^2}{V^2} \text{ stb.}$$

Mindezeknek a figyelembevételével (9) alatti egyenletünk helyett V kiszámítására egy sor más közelítő képletet is felírhatunk, amelyeket azonban a szerkesztési módszer már nem tud követni, mert d -nek $2d$ -re, $3d$ -re való növelése már más egyenest jelent. Mindazonáltal még ebben a kibővített formájában is az eljárás továbbra csak közelítő kiegyenlítés marad, mert a szigorú kiegyenlítéshez Jacobi tétele értelmében (V. ö. 3; 320–333. old.) valamennyi kombinációban három-három (nem is egyenlő közül) geofon adataiból, 24 geofon esetében tehát $\binom{24}{3} = 2024$ értékből kellene a külön meghatározandó súlyok segítségével V legmegbízhatóbb értékét kiszámítani. Ha tehát (9) képletünk, vagy még további megfelelő kifejtése nem lenne elég pontos (és ennek a vizsgálatára rövidesen reátérünk), megvizsgálandó a szigorú kiegyenlítés lehetősége.

Szigorú kiegyenlítésnél tekintetbe veendő, hogy (8) egyenleteinkben a megmért, s így megjavítandó értékek a t -időtartamok. Ha ezeknek v javításokat adunk, s a meghatározandó értékre a

$$\frac{2d^2}{V^2} = x \quad (12)$$

helyettesítést elvégezzük, a következő feltételi egyenleteket nyerjük:

$$\begin{aligned} (t_1 + v_1)^2 - 2(t_2 + v_2)^2 + (t_3 + v_3)^2 & - x = 0 \\ (t_2 + v_2)^2 - 2(t_3 + v_3)^2 + (t_4 + v_4)^2 & - x = 0 \\ (t_3 + v_3)^2 - 2(t_4 + v_4)^2 + (t_5 + v_5)^2 & - x = 0 \end{aligned} \quad (13)$$

Sorbafejtéssel, a magasabbrendű tagok elhanyagolása után a következők immár lineáris javítási egyenleteket kapjuk:

$$\begin{aligned} 2t_1v_1 - 4t_2v_2 + 2t_3v_3 & - x + (t_1^2 - 2t_2^2 + t_3^2) = 0 \\ 2t_2v_2 - 4t_3v_3 + 2t_4v_4 & - x + (t_2^2 - 2t_3^2 + t_4^2) = 0 \\ -2t_3v_3 - 4t_4v_4 + 2t_5v_5 & - x + (t_3^2 - 2t_4^2 + t_5^2) = 0 \end{aligned} \quad (14)$$

n geofon esetében $n - 2$ ilyen egyenletünk van. Minthogy több javítás és egy

x meg nem mért ismeretlen együtt fordulnak elő a (14) egyenletekben, az V. kiegyenlítési csoporttal (feltételes mérések kiegyenlítése meg nem mért ismeretlenekkel) állunk szemben (V. ö. 4; 197–262. old.). A fölös mérések száma $n - 2$ egyenletnél egy meg nem mért ismeretlen esetében $n - 3$. Minthogy pedig az egyértelmű meghatározáshoz 3 felvevő készülék adata kell, minden további adat fölös mérés, s ez így valóban $n - 3$. Vagyis (8) illetőleg (13) alatti egyenleteinkben már valamennyi független feltétel benne van, s a (10), (10a) stb. egyenletek a szigorú kiegyenlítésnél nem jelentenek már újabb feltételt és ezért mellőzendők.

A (14) egyenletek és belőlük x legmegbízhatóbb értékének kiszámítását ismertnek tételezhetjük fel. Sajnos, a megoldás bár egyszerű, de hosszadalmas, amennyiben $n - 2$ korrelátát és egy meg nem mért ismeretlent kell kiszámítani, azaz $n - 1$ egyenletet kell $n - 1$ ismerelennel megoldani. A megoldást kétségtelenül megkönnyíti, hogy egy-egy v javítás csak három egyenletben fordul elő, de minthogy itt a fiktív javításokat nem lehet bevezetni, a számítás még így is a gyakorlat számára igen hosszadalmas. Amennyiben tehát a (8) szerinti, vagy ebből levezetendő igen egyszerű közelítő kiegyenlítés nem felel meg, más, a fentinel egyszerűbb szigorú kiegyenlítésről kell gondoskodnunk: egy ilyet ismerttettem az ankéton tartott előadásom harmadik részében, amikor is a megoldás a közvetítő mérések módszere szerint négy ismeretlenű négy egyenlet megoldására vezetett, amelyekből nemcsak az átlagos terjedési sebességet, hanem a visszaverő sík adatait is megkaptuk. Nyomtatásban való közzétételére is rövidesen sor kerül.

A fentiek szerint hátra van még annak az eldöntése, hogy kellő pontosságot ad-e a (9) szerinti közelítő kiegyenlítés, illetőleg az ennek megfelelő módosított szerkesztési eljárás és szükség szerint milyen módosítások, vagy gyakorlati következtetések adódnak ezekből a pontossági vizsgálatokból.

Lássuk először a (3) egyenlet szerint számított átlagos sebesség bizonytalanságát az időtartam-mérések bizonytalansága következtében. Legyenek az egyes időtartamok középhibái $\pm \mu_{t_1}$, $\pm \mu_{t_2}$, és $\pm \mu_{t_3}$, akkor a hibaterjedés ismert törvénye szerint a számított átlagos sebesség ezek által létrehozott μ_v középhibája:

$$\mu_v = \sqrt{\left(\frac{\partial V}{\partial t_1}\right)^2 \mu_{t_1}^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial t_2}\right)^2 \mu_{t_2}^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial t_3}\right)^2 \mu_{t_3}^2}$$

Egyenlő pontos, azaz egyenlő $\pm \mu_t$ középhibájú időméréseket feltételezve:

$$\mu_v = \mu_t \sqrt{\left(\frac{\partial V}{\partial t_1}\right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial t_2}\right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial t_3}\right)^2} \quad (15a)$$

Minthogy esetünkben (3)-ból:

$$\frac{\partial V}{\partial t_1} = -\frac{d\sqrt{2}t_1}{\sqrt{(t_1^2 - 2t_2^2 + t_3^2)^3}}, \quad \frac{\partial V}{\partial t_2} = \frac{+d\sqrt{8}t_2}{\sqrt{(t_1^2 - 2t_2^2 + t_3^2)^3}}, \quad \frac{\partial V}{\partial t_3} = -\frac{d\sqrt{2}t_3}{\sqrt{(t_1^2 - 2t_2^2 + t_3^2)^3}}$$

azért egyenlő pontos időméréseket feltételezve és (3) egyenletünket figyelembe véve lesz:

$$\begin{aligned} \mu_v &= \pm \mu_t d \sqrt{\frac{2}{t_1^2 - 2t_2^2 + t_3^2}} \cdot \frac{\sqrt{t_1^2 + 4t_2^2 + t_3^2}}{t_1^2 - 2t_2^2 + t_3^2} = \pm \mu_t V \frac{\sqrt{t_1^2 + 4t_2^2 + t_3^2}}{t_1^2 - 2t_2^2 + t_3^2} = \\ &= \pm \mu_t \frac{V^3}{2d^2} \sqrt{t_1^2 + 4t_2^2 + t_3^2} \end{aligned} \quad (16)$$

Kérdés most, milyen nagyságrendű bizonytalanságok adódnak ebből. Legyen a gyakorlatban előforduló elég kedvezőnek vett viszonyoknak megfelelően $\mu_t = \pm 0,001$ sec, $V = 2000$ m/sec, a visszaverő síknak a robbantási ponttól való merőleges N távolsága 1000 m és a sík közel vízszintes. Akkor a hullám útja a három felvevő készülékig, azaz (2. ábra) $O'1$, $O'2$, és $O'3$ megközelítőleg 2000 m, s így a (16) egyenlet utolsójában $\sqrt{t_1^2 + 4t_2^2 + t_3^2}$ megközelítőleg $\sqrt{1 + 4 + 1} = \sqrt{6}$ -nak vehető. Ha a geofonköz 25 m-nek vesszük, úgy (16) szerint:

$$\mu_v = \pm 0,001 \frac{2000^3}{2 \cdot 25^2} \sqrt{6} = \pm 15680 \text{ m/sec.}$$

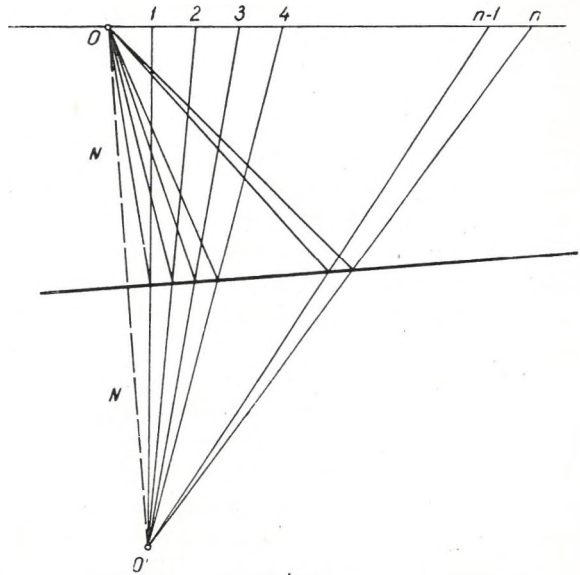
Ez az eredmény megdöbbentő, mert azt mutatja, hogy a kapott sebesség bizonytalansága sokszorosán nagyobb, mint maga a kapott érték, úgyhogy a (3) szerint számított sebességnek semmi reális értéke nincsen. De hogy ennek 25 m-es geofonköz mellett valóban így is kell lenni, 2. ábránkkal jól szemléltethető. Ha felvesszük, hogy pl. az első geofonba a rengési hullámok merőlegesen jönnek, s a megtett útnak megfelelő $O'1 = 2000$ m, akkor az $O'2$ hossz: $O'2 = \sqrt{2000^2 + 25^2} = 2000,2$ m és az $O'3$ hossz: $O'3 = \sqrt{2000^2 + 50^2} = 2000,6$ m. Az $O'1$ hosszhoz viszonyítva a megtett utak tehát csak 0,2 m, illetőleg 0,6 m-rel, s így $V = 2000$ m/sec mellett t_1 -hez viszonyítva t_2 csak 0,0001 sec-mal, s t_3 csak 0,0003 sec-mal tér el. Ezek az időkülönbségek azonban 0,001 sec időmérési pontossággal reálisan ki nem mutathatók s nem érzékelhetők. Sőt az időtartam 0,001 sec-os meghatározási pontatlansága mellett még az is előfordulhat, hogy (3) egyenletünk gyökjel alatti nevezője negatív értéket vesz fel, mert a nagyobb mérési pontatlanság miatt a kisebb érték helyén is nagyobbat olvashatunk le, s így a sebességre — minthogy az időtartamok kimutatandó különbségei a leolvasási pontosság alatt vannak — látszólag imaginárius terjedési sebességet is kaphatunk. Hasonló okokból igen nagy szórást mutathatnak az állandó különbség eredeti szerkesztési módszerénél az (5) egyenlet értelmében számított egyes y -ordináták is, ami a legjobban simuló egyenes megszerkesztését megnehezíti.

Ha a geofonközöket, azaz d -t 200 m-nek vesszük, a többi változatlan adat mellett (16) képletünkben a V sebességre egyedül az időmérések hibájából még mindig

$$\mu_v = \pm 0,001 \frac{2000^3}{2 \cdot 200^2} \sqrt{6} = \pm 245 \text{ m/sec}$$

bizonytalanság adódik, de a kapott sebességi értékek már van reális tartalma. Kiténik ez 2. ábránkból is, mert $d = 200$ m mellett $O'2 = \sqrt{2000^2 + 200^2} = 2010$ m és $O'3 = \sqrt{2000^2 + 400^2} = 2040$ m, s így a 10 m-nek megfelelő 0,005 sec és a 39 m-nek megfelelő 0,020 sec a 0,001 sec-os pontosság mellett már reálisan megfogható, bár a fentiek szerint is még mindig nagy bizonytalansággal.

Az előbbi (16) egyenletünkben egyébként még más következtetésekre is juthatunk. Az utolsó felírási alak szerint a sebesség középhibája azonos geofonköz mellett annál nagyobb, minél nagyobbak az egyes t -értékek, azaz minél jobban eltávolodunk a t -minimum helyétől. Már ezért sem egészen szabatos, hogy a (8) egyenletek szerinti értékekből egyszerű számítani középértéket veszünk, bár számottevő különbség a közép-



2. ábra

hibák között csak jelentős távolságok esetén lép fel. — A terjedési sebesség középhibája az utolsó előtti felírási forma szerint adott d mellett akkor a legkisebb, ha t_2 a t_{\min} -mal esik egybe, s t_1 és t_3 -t kétoldalt e ponttól egyenlő távolságban fekvő geofonokban mértük. Ebben az esetben a tört számlálója a legkisebb, nevezője pedig a legnagyobb. V középhibája a fentiek mellett természetesen annál kisebb lesz, minél nagyobb d , mert bár d növelése egy kissé a t -értékeket is megnöveli ugyan (hogy mily keveset, éppen fenti számpéldánkban láttuk), ezzel szemben azonban d növelése négyzetével arányosan csökkenti a terjedési sebesség középhibáját.

Mielőtt tovább mennénk, ez előbbiekkal összefüggésben még egy kérdést tisztázni kell. A 2. ábra kapcsán láttuk, hogy éppen a t minimum helyén igen kicsi az $O'1, O'2, O'3$ közötti hossz és így az ezeknek megfelelő időkülönbség, ami a számítást 25 m-es köz mellett irreálissá teszi. Az előbbi bekezdésben pedig azt állapítottuk meg, hogy az átlagos terjedési sebesség középhibája a t -minimum helyétől való távolodással növekszik, holott a távolodással az ugyanazon geofonközhöz tartozó két egymástutáni $O'P_{n-1}$ és $O'P_n$ közötti hossz- és így a megfelelő időkülönbség nagyobbodik, azaz az időtartamnégyzetek különbségét ugyanaz az időközéhibája százalékosan egyre kevésbé befolyásolja. Ez az utóbbi megállapítás is helyes, csak hogy (3) képletünk nevezőjében nem $t_2^2 - t_1^2$, hanem $t_1^2 - 2t_2^2 + t_3^2$ van, s minél inkább távolodunk a t -minimum helyétől, azaz minél inkább az egyeneshez közeledő hiperbolaágon vagyunk, annál kisebb lesz az utóbbi egész kifejezés és annál

nagyobb ehhez viszonyítva az időmérés hibájának hatása. Megállapításainkat tehát úgy foglalhatjuk össze, hogy a felhozott számszerű példában 25 m-es geofonköz még a legkedvezőbb helyzetben (t -minimum közelében), tehát a $t_1^2 - 2t_2^2 + t_3^2$ legnagyobb értékénél is az időmérés bizonytalansága okozta hatáznál jóval kisebb nevezőt ad, s így még ebben a legkedvezőbb helyzetben sincs reális értelme. A t -minimum helyétől távolodva természetesen még kevésbé.

Feltűnő (16) az utolsó felírási formájából, hogy a terjedési sebesség közép-hibája V -nek harmadik hatványával, tehát rohamosan nő. Tekintetbe kell azonban venni, hogy ugyanakkor a t -értékek (3) egyenletünk szerint fordítva arányosak a terjedési sebességgel, úgyhogy (16) egyenletünkben a terjedési sebesség közép-hibája megközelítőleg a sebesség négyzetével vehető arányosnak, s így a d geofonköz lineáris növelésével ellensúlyozható. Viszont a visszaverő réteg mélysége a t -értékeket és úgy μ_v -t kb. egyenes arányban növeli, azaz egyenlő közép-hiba elérésére a geofonköz távolságát csak a mélység növekedésének négyzetgyöke arányában kell növelni. Végül négyzetgyökjel alatt lehet egyenlő közép-hiba eléréséhez a geofontávolságot az időmérés pontosságának fokozása arányában csökkenteni.

Az eddigi vizsgálatok szerint a három fellevő készülékből meghatározott terjedési sebesség még 200 m-es geofonközök esetében sem kielégítő. Kérdés most, milyen arányban növekszik a pontosság, ha az átlagos terjedési sebességet a többi érték középértékét jelentő (9) képlet szerint számítjuk ki.

A hibaterjedés törvényét alkalmazva esetünkben

$$\mu_v = \pm \mu_t \sqrt{\left(\frac{V}{\partial t_1}\right)^2 + \left(\frac{V}{t_2}\right)^2 + \left(\frac{cV}{\partial t_{n-1}}\right)^2 + \left(\frac{\partial V}{t_n}\right)^2} = \pm \mu_t d (n-2) \times$$

$$\times \frac{\sqrt{t_1^2 + t_2^2 + t_{n-1}^2 + t_n^2}}{\sqrt{(t_1^2 - t_2^2 - t_{n-1}^2 + t_n^2)^3}} = \pm \mu_t \frac{V^3}{(n-2)d^2} \sqrt{t_1^2 + t_2^2 + t_{n-1}^2 + t_n^2} \quad (17)$$

Az előbbi számítási példa adataival, ha a t -értékeket magukat jó megközelítéssel ismét 1 sec körüli értékeknek tekintjük és feltételezzük, hogy 24 fellevő készülékünk van 25 m-es közben, akkor:

$$\mu_v = \pm 0,001 \frac{2000^3}{22,25^2} \sqrt{4} = \pm 1164 \text{ m/sec}$$

azaz, bár az így kapott közép-hiba a csak három egymásután 25 m-re fekvő fellevő készülékből kapott terjedési sebesség közép-hibájának csak a 11-ed része, még így is gyakorlati szempontból használhatatlan értéket ad. Jól meg kell jegyeznünk, hogy a fenti bizonytalanság csupán az időmérés bizonytalanságát veszi tekintetbe, amelyhez a valóságban még a kőzetek inhomogenitásából és a visszaverő felület nem sík voltából keletkező bizonytalanságok járulnak.

Hasonló érvényes a (9) egyenleten alapuló módosított szerkesztési eljárásra is. 25 m-es geofonköz mellett t_1 a szélső és t_2 , illetőleg t_{n-1} és t_n értékek is oly kevésbé különböznek egymástól, hogy a nagy időmérési hiba miatt a

belőlük számított két y -érték még mindig rendkívül bizonytalan, s így ez a szerkesztendő egyenes irányának meghatározásában még akkor is nagy bizonytalanságot okoz, ha az egyenes két így kapott végpontjai lényegesen távolabb vannak egymástól, mint a két egymásutáni pont esetében, ami az egyenes irányának a pontosságát kétségtelenül javítja.

Mi lesz most, ha a számításnál szereplő D geofonközt, amely a mérésnél szereplő d -nek valamilyen többszöröse, ebben az esetben 100 m-re növeljük, mégpedig azért, hogy csak az 1, 5, 9, 13, 17, 21 és (feltételezve, hogy egy 25. geofonunk is van) a 25. geofon adatait használjuk fel. Ebben az esetben (17) szerinti számlálónk kb. ugyanaz marad, a nevezőben $(n-2)$ az előbbi 22-ről lecsökken ugyan 5-re, ezzel szemben az itteni $d^2 = 100^2$ az előbbi 25^2 -nek a 16-szorosa, azaz

$$\mu_v = \pm 0,001 \frac{2000^3}{5 \cdot 100^2} \sqrt{4} = \pm 320 \text{ m/sec.}$$

Amint látjuk d növelése négyzetes hatása folytán sokkal eredményesebb, annak ellenére, hogy ezáltal a (8) alatti egyenletek száma megközelítőleg lineárisan csökken. Ez arra a gondolatra vezethet, hogy egyáltalában csak az első, középső és szélső geofon időadataiból számítsuk ki az átlagos terjedési sebességet, mert így d maximális értéket használjuk fel, s ez adott geofonhelyzetek mellett V relatív legkisebb középhibáját biztosítja (az abszolút minimum akkor lenne, ha a középső geofon t -minimum helyére esne). Páros számú geofonközt, s így páratlan számú, pl. 25 geofont feltételezve (16) képletünkben, tekintetbevéve, hogy itt a D geofonköz: $D = 12 d = 300$ m, a következő érték adódik:

$$\mu_v = \pm \mu_t \frac{V^3}{2D^2} \sqrt{t_1^2 + 4t_{13}^2 + t_{25}^2} = \pm 0,001 \frac{2000^3}{2 \cdot 300^2} \sqrt{6} = \pm 109 \text{ m/sec.}$$

Bár a kapott középhiba már csak a terjedési sebesség 5%-a, még mindig jelentős érték, hiszen nagyobb százalékos pontosságot általában az ezzel számított mélységi értékekben sem várhatunk. Ezzel szemben azonban az a hátrány lép fel, hogy a reflektáló felület csak egy pontjáról visszavert hullámot használunk fel, s a többi részének ellenőrzésére csupán a hiperbolaág alakja ad tájékoztatást.

Mi adódik akkor, ha 24 felvevő készülék, azaz páratlan számú geofonköz esetén az 1, 12 és 23, valamint a 2, 13 és 24 geofonok adataiból számítjuk az átlagos sebességet, amikor is itt $D = 11 d = 275$ m? (8) alatti egyenleteink itt így adódnak:

$$t_1^2 - 2t_{12}^2 + t_{23}^2 = \frac{2D^2}{V^2}$$

$$t_2^2 - 2t_{13}^2 + t_{24}^2 = \frac{2D^2}{V^2}$$

$$t_1^2 + t_2^2 - 2t_{12}^2 - 2t_{13}^2 + t_{23}^2 + t_{24}^2 = \frac{4D^2}{V^2}$$

Itt tehát hárommal osztható geofonszámot kell venni. Kevesebb geofonra kerül a sor, ha a geofonok egy részében már reflexió nem mutatkozik, vagy a felrajzolt hiperbolaág egy pontjából kezdve az ágban törés jelentkezik. Egy-egy számításba csak a törésig terjedő rész, vagy a törések közti rész adatait lehet bevonni. Ha a törés a közép táján van, a két-két hiperbolarész adataiból V külön számítható, feltéve, hogy még elfogadható közép-
hibájú eredményt ad.

A fentiek alapján az a kérdés mostan, mennyi a (21) egyenlet szerint számított V középhibája. A (21) egyenlet általában hárommal osztható n geofon esetében d geofonköz mellett a következőképpen alakul:

$$V = \frac{n}{3} d \sqrt{\frac{2n}{3(t_1^2 + t_2^2 + \dots + t_n^2 - \frac{2t_n^2}{3} \dots - \frac{2t_{3n}^2}{3} + \frac{t_{2n}^2}{3} + \dots + t_n^2)}} \quad (21a)$$

Ebből a hibaterjedés törvénye szerint $+ \mu_t$ időtartam-középhiba mellett:

$$\begin{aligned} \mu_v &= \pm \mu_t \frac{n}{3} d \sqrt{\frac{2n}{3} \frac{\sqrt{t_1^2 + t_2^2 + \dots + t_n^2 + 4\frac{t_n^2}{3} + \dots + 4\frac{t_{2n}^2}{3} + \frac{t_{2n}^2}{3} + \dots + t_n^2}}{\sqrt{(t_1^2 + t_2^2 + \dots + t_n^2 + 4\frac{t_n^2}{3} + \dots + 4\frac{t_{2n}^2}{3} + \dots + t_n^2)^3}}} \\ &= \pm \frac{27V^3}{2n^3 d^2} \mu_t \sqrt{\frac{t_1^2 + t_2^2 + \dots + t_n^2 + 4\frac{t_n^2}{3} + \dots + 4\frac{t_{2n}^2}{3} + \dots + t_n^2}} \quad (22) \end{aligned}$$

Ebből a 24 geofon esetében, egy átlagos t bevezetésével a következő közelítő képlet adódik:

$$\mu_v = \pm \frac{27 V^3}{27648 d^2} t \mu_t \sqrt{48} = \pm \frac{7 V^3 t}{1000 d^2} \mu_t$$

míg 21.-ből:

$$\mu_v = \pm \frac{V^3}{16 D^2} t \mu_t \sqrt{48}$$

Esetünkben ebből $d = 25$ m, illetve $D = 200$ m mellett $\mu_v = \pm 87$ m/sec-nak adódik.

Az eredmény még mindig nem egészen kielégítő, pedig szigorú kiegyenlítés nélkül lényegesen jobb eredményt egyszerű módszerrel már nem igen tudunk elérni, hiszen (20) és (21) alatti egyenleteinknek megvan az az előnye, hogy bennök minden megmért t szerepel, de a részegyenletekben csak egyben-egyben, s így a kapott $\frac{2D^2}{V^2}$ részértékek a középértékképzésnél egymástól függetlenek, s amellet közel vízszintes visszaverő felületnél közel egyforma pontosak is. Ezen előnyök mellett hátránya viszont, hogy a középértéket csak nyolc részértékből adja, holott a fölös mérések száma 24 geofonnal 21. (minthogy az egyértelmű meghatározáshoz 3 geofon kell). Viszont sok más

eljárás ennél lényegesen kevesebb részértéket használ fel, s így ezekkel szemben határozottan előnyben van. Ha tehát a (22) szerinti μ_v -középhiba egyébként megfelel, nincs értelme a szigorú kiegyenlítéshez nyúlni, csak azért, hogy a fölös számú méréseket maradéktalanul kihasználjuk.

Itt jegyezzük meg, hogy a t^2 értékeket a (21) és (22a) képleteinkbe táblázatokból, pl. a Barlow-féléből közvetlenül kiírhatjuk. Ajánlatos lehet az összegezést részletekben elvégezni, (pl. $t_1^2 + t_{17}^2 - 2t_9^2$, $t_2^2 + t_{18}^2 - 2t_{10}^2$, stb.), mert ezek összehasonlítása durva hibák felfedezésére vezethet, s az értékek szórásából a pontosságra is következtethetünk.

A (21) és (22a) egyenleteknek megfelelő szerkesztési eljárás a következő lehet. A $(t_9^2 - t_1^2)$, $(t_{10}^2 - t_2^2)$, $(t_{11}^2 - t_3^2)$, ... $(t_{17}^2 - t_9^2)$, $t_{18}^2 - t_{10}^2$, ... $(t_{24}^2 - t_{16}^2)$ értékekből kapott y -okat az 1. ábra szerinti $x_1, x_2 \dots x_9, x_{10} \dots x_{16}$ helyeken megfelelően felrakjuk, s közöttük a legjobban simuló egyenest meghúzzuk. Ebben az esetben a pontok valóban külön-külön meghatározást adnak. A képletek szerinti számítást azonban egyszerűbbnek látjuk.

A pontossági eredmény még (21) és (22) egyenleteinknél is annál kevésbé kielégítő, mert hiszen számszerű példánk egyáltalában nem a legkedvezőtlenebb viszonyokra vonatkozik. Ha az időmérést μ_v középhibáját $\pm 0,002$ sec-nak vesszük, s az átlagos terjedési sebesség pl. 3000 m/sec, a visszaverő felület pedig 2000 m mélyen fekszik, akkor az oda-vissza út megtételére kereken $t = \frac{4}{3}$ sec kell s így előbbi sebességi középhibáink kereken $2 \cdot \frac{4}{3}$

$\left(\frac{3}{2}\right)^3 = 9$ -cel szorzandók, s az előbbi (22) szerinti legkedvezőbb esetben is 783 m/sec-t ad. Pedig ez az érték még rohamosan tovább nő akkor, ha a 24 felvevő készüléknek csak egy részét használhatjuk fel V számítására.

A végzett vizsgálatok alapján megállapíthatjuk, hogy kb. 1500 m/sec terjedési sebességtől és 1000 m-es visszaverőfelületi mélységtől kezdve a 24-es felvevő készülék eddigi 25 m-es geofonköze az átlagos terjedési sebesség meghatározására még 0,001 sec-os időmérési pontosság mellett sem felel meg, s ennek legalább 50 m-re való felemelése szükséges. Ezáltal az átlagos terjedési sebesség előbb kiadódott értékeit negyedükre csökkentjük és ezek már jó értékek. Még nagyobb terjedési sebesség és mélység vagy nagyobb időmérési pontatlanság esetén az előbbieket értelmében végződő vizsgálatok alapján a geofonköz még további növelése is kívánatos lehet. A geofonköz növelését a mélységgel egyébként már (2; 375. old.) is szükségesnek tartja.

Kérdés most, nem kellene-e az átlagos terjedési sebesség nagy középhibáját inkább a felvevő készülékek számának növelésével, vagy az időmérés pontosságának a fokozásával csökkenteni. Mindkettő csak akkor mérlegelendő, ha az 50 m-es geofonköznek egyébként a kutatás szempontjából hátránya van. A 2. ábránk alapján azonban közvetlenül megállapíthatjuk, hogy 50 m-es geofonköz a visszaverő felületen kereken 25 m-es közöknek felel meg, s így a visszaverő felületnek 25 m-kénti letapogatása a felrajzolt hiperbola szabályosságának vizsgálatával egybekötve legtöbbször elegendőnek látszik. Ezért a geofonok számának az emelése, illetve az időmérés pontosságának

fokozása csak akkor szükséges, ha 2000 m/sec-os sebéségen és 2000 m mélyen jóval felüli értékekkel kell számolnunk. Új szeizmikus berendezések tervezésénél mindenesetre célszerű a geofonközök könnyű változhatóságára tekintettel lenni.

A már említett (2) ábrák szerint a visszaverő felületnek a felszínhez viszonyítva csak kb. a fele vesz részt a reflexióban. A második része nem. A visszaverő felület hézagainak elkerülése céljából ezért a szelvényezésnél a következő robbantási pontot feles átfedéssel csak fél terítési hosszal szabad továbbvinni. A visszaverő felület második részét azonban egyszerűbb úgy megvizsgálni, hogy a terítést mindkét oldalról meglőjük, amint ezt a magyar utasítás is előírja.

Az előbbieken a szeizmikus mérések végrehajtását csupán a hibaterjedés szempontjából vettük vizsgálat tárgyává. Természetes, hogy a szeizmikus méréseknél sok más körülményt is figyelembe kell venni. Jelen vizsgálatunkban csupán erre az eddig eléggé elhanyagolt szempontra akartunk rámutatni, s még arra sem térünk itt ki, hogy a magasságkülönbséggel való szokásos átszámítás milyen további nagy bizonytalanságokat okozhat. Talán érdemes lenne a régebbi mérések néhány eredményét a vázoltak értelmében felülvizsgálni.

Legyen ez a tanulmány további példa arra, hogy a geodézia módszerei termékenyen hasznosíthatók mind a tiszta, mind az alkalmazott geofizikában, amit már Gubkin szovjet akadémikus oly mély meggyőződéssel hirdetett a Balti Geodéziai Bizottság 1934. évi Leningrádban és Moszkvában tartott kongresszusának megnyitó beszédében. [5]

Készült a soproni Geodéziai és Geofizikai Munkaközösség keretében.

IRODALOM

[1] HAÁZ ISTVÁN BÉLA: Mesterséges rengéshullámokat visszaverő síkfelület térbeli helyzetének és a rengések terjedéssébségének együttes meghatározása. Geofizikai Közlemények, II. kötet. 53–56. old. (1953.)

[2] SZOROKIN – URISZON – RJABINKIN – DOLICKIJ: A kőolajkutatás geofizikai módszerei. Budapest, 1953.

[3] CZUBER: Theorie der Beobachtungsfehler. Leipzig, 1891.

[4] A kiegyenlítő számítás. Sopron, II. kiad. (1950).

[5] GUBKIN: Die gegenwärtigen Grundaufgaben der geodetischen Wissenschaft und die Bedeutung der Sowjetischen Geodäsie für deren Lösung. Verhandlungen der in Leningrad und Moskau vom 12. bis 19. September 1934. abgehaltenen siebenten Tagung der Baltischen Geodätischen Kommission. II. Teil. Vorträge, 1–8. old.

Felelős kiadó: Solt Sándor

Műszaki felelős: Rózsa István

Megrendelve: 1954. III. 16. — Imprimálva: 1954. IV. 20. — Papiros alakja: 70×100. A könyv azonossági száma: 1501. — Ívek száma: 1 (1¹/₄¹/₃). — Ábrák száma: 2. — Példányszám: 530.

Ez a könyv az MNOSZ 5601—50 Á és MNOSZ 5602—50 Á szabványok szerint készült.

5846. Franklin-nyomda Budapest, VIII., Szentkirályi-utca 29.
Felelős: Vértes Ferenc

Salvioni az összehasonlítás alapjául Augustus császárnak Riminiben lévő diadalívébe befalazott magasságjegyet veszi, vagyis ennek a régi rendszerben nyert 6,94085 m magasságát változatlanul tekinti, és a szintváltásokat erre a vonatkoztatási alapra szerkesztett mozgásdiagrammokban és táblázatokban mutatja be.

Az alábbiakban ezeknek az adatoknak alapján tesszük vizsgálat tárgyává a Po folyó torkolati vidékének jelenkori mozgásviszonyait.

Nominális magasságok

Szabatos szintezések eredményeinek összehasonlítása alapján végzett szintváltásvizsgálatok alkalmával igen fontos tényező az az időtartam, amely alatt az említett változások bekövetkeztek. Ma — világszerte — az időegységre vonatkoztatott változásokat tesszük vizsgálat tárgyává. Nem közömbös azonban az, hogyan képezzük az időegységre vonatkoztatott szintváltási mérőszámokat. Nem ritkán találkozunk azzal a felfogással, amely a régi-, illetőleg az újabb szintezés időpontja között eltelt időt tekinti a változás bekövetkeztére jellemző időtartamnak. Ez a nézet nagyon kézenfekvőnek látszik, és csak tüzetesebb vizsgálat és megfontolás után világlik ki, hogy mégsem mondható kifogástalannak. A szintezési hálózatba T_i időpontban bekapcsolt alappontok magassági koordinátái számszerűleg ugyanis, miként alább kifejtjük, nem a T_i , hanem a kezdeti T_0 időpontra jellemző magassági állapotnak felelnek meg.

Kezdődjék valamely szabatos szintezési hálózat kifejlesztése K_0 kiindulási ponton T_0 időpontban: rendszerint valamely év tavaszán. Ugyanezen év őszeig, az európai mérési idény végéig, eljutnak a szintezéssel P_1 alappontig. A K_0 és P_1 pontok között megmért magasságkülönbség legyen h_1 .

Ezt a h_1 értéket több hiba terheli. Elsősorban a különféle okokból származó mérési és személyi hibák, [2] ezekkel azonban jelenleg nem kell bővebben foglalkoznunk. Annál inkább számításba kell vennünk a kozmikus-, a geofizikai- és geológiai okokra visszavezethető változásokat, mert ezek miatt a földfelülettel szoros kapcsolatban lévő szintezési alappontok szüntelen mozgásban vannak, magasságukat percről-percre változtatják. E változásokat a következő nagy csoportokra oszthatjuk:

1. a földkéreg árapály-jelenségéből származó napi oszcillációkra. (Erre vonatkozóan igen kevés tényleges vizsgálati eredmény áll ezidőszert rendeltetésünkre, s a meglévők is szinte kizárólag tengerpartközeli területekre vonatkoznak, mint pl. Japán, Dánia stb. Kétségtelen azonban, hogy a luni-szoláris hatás belsőkontinentális területeken is jelentkezik [3], de a szintezési eredményeket, amennyiben a méréseket a szabatos szintezésekre előírt utasítások szerint végezzük, szóbajöhető mértékű szabályos hibával *nem* terheli.)

2. Az inszoláció hatására vezethető vissza a földkéreg évszakos oszcillációja.

3. Valószínű, hogy a földkéreg szekuláris változásait, vagyis az évszázados emelkedéseket és süllyedéseket részben belső termikus okok váltják

ki, de ugyancsak szekuláris jellegűek az izosztatikus és eusztatikus okokból származó szintváltozások is.

Mindezek a változások együttesen azt eredményezik, hogy a szintezési alappontok szüntelen változtatják magasságukat. Ezek a változások a mérési idény alatt szabályos hibákként közvetlenül belekerülnek a mérési eredményekbe. A téli észlelési szünetben azonban szintén tovább tartanak, s azt eredményezik, hogy T_2 időpontban, amikor az észlelést P_1 pontról folytatni óhajtjuk, P_1 már nem az eredetileg megállapított helyzetében lesz, hanem P'_1 helyzetben. A kettő között

$$P'_1 - P_1 = \Delta_1$$

a különbség.

A második mérési idény végén eljutunk P_2 alappontig. P'_1 és P_2 közötti magasságkülönbség: h_2 . A harmadik mérési idény elején, T_3 időpontban, a P_2 megváltozott helyzete: P'_2 , a vonatkozó különbség pedig

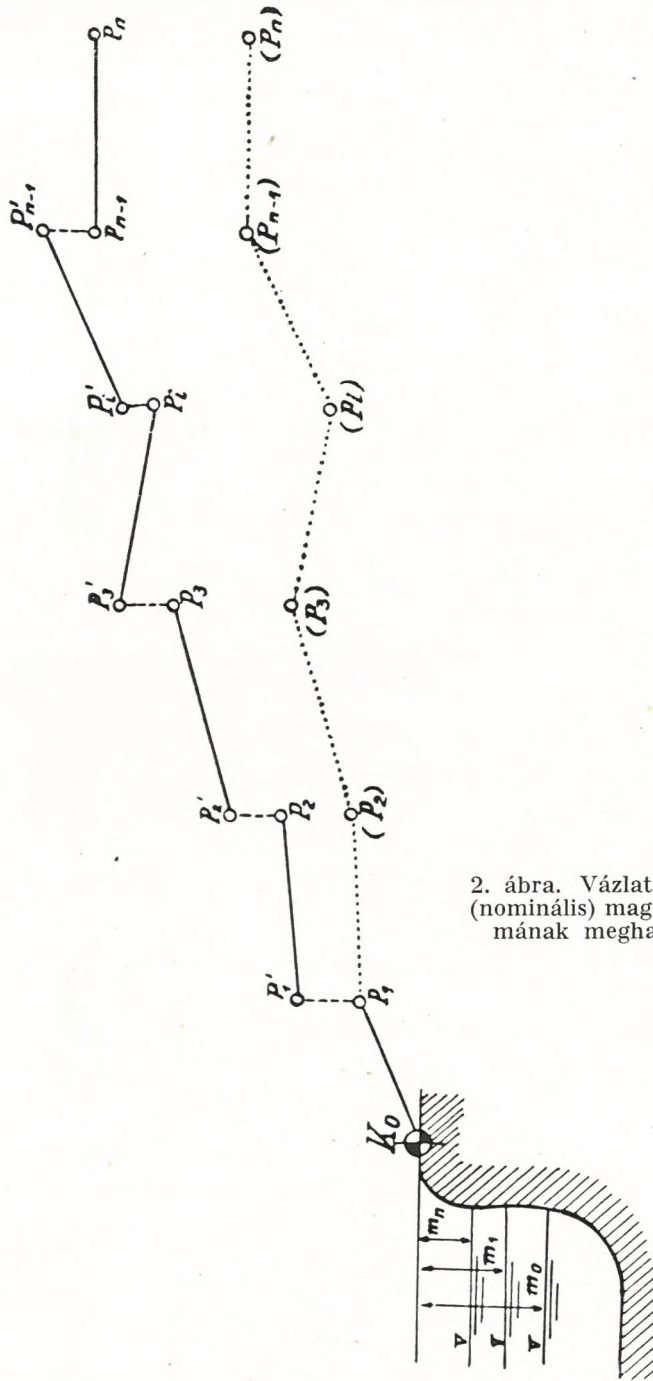
$$P'_2 - P_2 = \Delta_2$$

és így tovább. A változás tehát T_3 időpontban: $(\Delta_1 + \Delta_2)$.

Azonban egyelőre Δ_1 -ről, Δ_2 -ről, illetőleg a $(\Delta_1 + \Delta_2)$ -ről semmit sem tudunk. Nem ismerjük a változások nagyságát, sőt azt sem tudjuk, hogy emelkedő, vagy süllyedő jellegűek-e. Csakis az egész hálózat szintezésének befejeztével, amikor visszakötöttünk a K_0 kezdőpontra, tudjuk megközelítően megállapítani $(\Delta_1 + \Delta_2 + \dots + \Delta_n)$ nagyságát abban az esetben, ha K_0 kezdőpont saját elmozdulását is ismerjük, illetőleg valamiféle módon meg tudjuk határozni. Pl. hosszú idő óta működő thalattográfokkal kapcsolatos kiindulópontok szintváltozása, ha az eusztatikus változást, a rétegtömörülés mértékét, valamint a partok saját elmozdulását ismerjük, szabatosan meghatározható. (Trieszt esete.) Ellenben szárazföldi kiindulópontnál (amilyen pl. Nadap is) a $(K_0 - K_n)$ változás nagyságának megállapítása nagyon nehéz. Amennyiben szintezési hálózatunk egyugyanazon a szerkezeti röggön marad, s tektonikai lépcsőt sehol sem keresztez, K_0 változásának nagyságát, legyen bármilyen nagy is, nem tudjuk megállapítani, mert a záróhibában K_0 elmozdulása *nem* jelentkezik. Ha azonban tektonikai lépcsőt vagy lépcsőket hágtunk át, vagy más szóval: ha szintezési hálózatunk több, különbözőképpen mozgó röggöt foglal magában, a záróhibában az egyes rögek közötti mozgásintenzitáskülönbségeknek megfelelő rész-elmozdulások jutnak összecszerűen kifejezésre.

Ezek szerint minden egyes alappontunk mozgásban van a mérés tartama alatt, s a bekövetkezett változások benne foglaltatnak a mérési eredményekben, mégpedig — ahogy előrehaladunk a munkával — növekvő módon, halmozódó jelleggel, a mérés kezdetétől eltelt idő arányában.

Az országos szintezési hálózatok mérése általában éveket, sőt évtizedeket vesz igénybe. Természetes dolog, hogy a mérés befejeztekor már a K_0 kezdőpont sincs abban a magasságban, ahol a mérés kezdetén volt. A záróhiba tartalmazza tehát: 1. a szintezési alappontoknak a mérés tartama alatt bekövetkezett *relatív változásait*; 2. mindazoknak az alappontoknak a mérési



2. ábra. Vázlat a névleges (nominális) magasságok fogalmának meghatározásához

szünetben történt *relatív* változásait, amelyeknél a mérést az észlelési idény végén abbahagytuk; továbbá 3. a mérési hibákat. Pontosabban: a záróhiba mindezeknek az elmozdulásoknak és a különböző mérési hibáknak összegeként jelentkezik.

A szabatos szintezésből nyert magassági koordináták tehát — szigorú értelemben — nem felelnek meg a valóságnak, hanem csak névleges (nominális) értékek (P_2), (P_3)... (P_n), mivel számítástechnikai okokból P_1 alappontnak T_1 időpontban elfoglalt helyzetéhez kapcsolódnak.

Teljesen hasonló a helyzet a szubtrópikus vidékeken, ahol a szintezési munkálatok majdnem egész éven át folytathatók; megszakítás azonban itt is van; az esős évszak néhány hétre (hónapra) lehetetlenné teszi az észlelést.

A szilárd földkéreg változásaival egyidőben lassú, de folyamatos változást észlelünk a tengerek középszintjét illetően is. Ezt nevezzük euszatikus változásnak. Ennek következtében K_0 kezdőpontnak nemcsak a pontok szekuláris változása, hanem az euszatikus változás miatt is megváltozik a középtengerszinthez való viszonya. A thalattográf adatok alapján azonban ma már az euszatikus változások matematikailag kifejezhetők. A felírható függvénytani kapcsolatok lehetővé teszik, hogy a középtengerszintet úgy tekintsük, mintha időben változatlan volna [4].

Ha a mérési hibák és a felületi mozgásokból származó különbségek az egész hálózat mentén mindenütt azonos *értelműek* és azonos *intenzitásúak* lennének, továbbá, ha minden esztendőben azonos hosszúságú hálózatfejlesztést végeznénk, akkor helyes volna az az eljárás, amelyet ma — jobb híján, mint egyedül lehetségeset — alkalmazunk, amikor t. i. a poligononkint mutatkozó záróhibákat a szakaszhosszak arányában lineárisan osztjuk el.

Így azonban meg kell alkudnunk a lehetőségekkel, mert bármiféle módon osztanánk is el a hibákat országos (regionális) viszonylatban, a valóságnak megfelelő állapotot legfeljebb megközelíthetjük, de el nem érjük sohasem.

Vagyis *a szintezés során nyert koordináták* nem a valóságnak tökéletesen megfelelő, hanem *csak névleges (nominális) értékek*, amelyek annál inkább közelítik meg a valóságos állapotot, *minél rövidebb idő alatt* sikerült az egész szintezési hálózatot kifejlesztenünk.

Láttuk, hogy a nominális magasságok kialakulására az az időpont jellemző, amikor a K_0 kezdőponttól elindultunk a szintezéssel. Ilyen eset pl. az egykori Osztrák-Magyar Monarchia multszázadi szintezése [5], amikor is a munkálatokat a trieszti thalattográfától indították el. Vannak azonban esetek, amikor a szintezést valamelyik hálózatbeli alappontnál kezdjük, és csak a munka során, talán évek múlva csatlakozunk a hálózat alapjául tekinteni kívánt főalapponthoz, amelynek viszont egy előző szintezésből nyert abszolút magasságot tulajdonítunk. Ehhez hasonló pl. az 1921 és 1944 között kifejlesztett magyarországi felsőrendű szintezési hálózat [6] esete, amikor is a munkálatokat 1921-ben a Jászságban kezdték meg, és csak 1923-ban kötöttek rá a multszázadvégi bécsi szabatos szintezésből változatlanul átvett magasságú *Nadap* nevű főalappontra.

Az első esetben a vonatkoztatási időpont T_0 , vagyis a szintezés kez-

detének időpontja, az utóbbi esetben pedig az az időpont, amelyben a főalapponthoz való kapcsolat ténylegesen megtörtént.

Látható, hogy a szabatos szintezéssel nyert magasságok számszerű értéke függ a T_0 kezdőidőponttól. Éppen ezért célszerűnek látszik, hogy tudományos felhasználás céljára az alappontok magassági értékének megadása mellett a hozzájuk tartozó T_0 érték is közöltessék.

Vonatkoztassuk a fentebb előadottakat a szóbanforgó Po-síksági szintezésekre.

A régi olasz országos felsőrendű szintezési hálózat kifejlesztésének munkálatai 1884-ben kezdődtek, az új felsőrendű szintezési hálózaté pedig 1950-ben. A vonatkoztatási időpontok tehát 1884, illetőleg 1950. Az egyes alappontok közötti szintkülönbség a 66 év alatt bekövetkezett elmozdulásnak, illetőleg szintváltozásnak felel meg.

Áttérés abszolút rendszerbe

Bármely szintezési alappontnak időbeli változását úgy állapíthatjuk meg, hogy meghatározzuk a kérdéses alappont magasságkülönbségét *egy* vonatkoztatási főalapponthoz viszonyítva mind a régi, mind az újabb szintezési munkálatok alapján és kiszámítjuk azt, hogy ez a két érték mennyivel tér el egymástól. Ha a vonatkoztatási főalappont szárazföldi pont és a kéregmozgásokkal egyetemben magasságát változtatja, nem tehetünk egyebet, mint hogy a főalappont magasságát a vizsgált $(T_n - T_0)$ időközben változatlanak tekintjük. Nyilvánvalóan az így kapott szintváltozási értékek relativ számértékek lesznek. A valóságnak megfelelő, vagyis *abszolút szintváltozási értékekhez* akkor jutunk, ha van egy olyan vonatkoztatási alapszintünk, amelynek változatlanságáról vagy meggyőződést szereztünk valami módon, vagy pedig változását az idő függvényeként ki tudjuk fejezni.

Ilyen alapszintnek tekinthető pl. a tengerek középszintje, ha elegendő hosszú időszakon át végzett kifogástalan thalattográf-észlelések állanak egy-egy állomásról rendelkezésünkre. Ebben az esetben ugyanis felírható, hogy

$$(M_0)_{T_n} = M_0 + [d] \quad \text{és} \quad [d] = [(i) + (e) + (k)](T_n - T_0) \quad (1)$$

ahol $(M_0)_{T_n}$ a középszint magasságát jelenti T_n időpontban; M_0 ugyanazt a T_0 kezdeti időpontban.

(i) = az izosztatikuss és tektonikus eredetű okokból, valamint a földkéreg rugalmassága következtében bekövetkező változások összességére jellemző együttható;

(e) = az eusztatikus jellegű változás együtthatója;

(k) = a rétegtömörülésből eredő változás együtthatója; és

(d) = maga a változás tényleges értéke.

Ha ezek a mennyiségek ismeretesek és a $(T_n - T_0)$ időközben a változások jellege ugyanaz maradt, (vagyis előjelváltozás nem következett be), akkor a továbbiakban a kérdés úgy kezelhető, mintha M_0 időközben változatlan maradt volna [7].

Jelen esetben az abszolút elmozdulások mértékét óhajtjuk alappontonként megállapítani. Evégből azon a két ponton, ahol erre lehetőség kínálkozik, számítsuk át a *Salvioni* által közölt értékeket a középtengerszinthez viszonyított értékekre az (1) egyenlet szerint. Erre mód kínálkozik a velencei és a Ravenna melletti Porto Corsiniben lévő thalattográf-állomásokon.

Velencének három thalattográfállomása van: Venezia S. Stefano, V. Arsenale és V. Lido. Az utóbbi tulajdonképpen nem a városban, hanem attól DK-re, mintegy 2,5 km távolságban lévő szigeten van, mélyszerkezetiileg azonban kétségtelenül összefügg a tengerparttal. Ezért leghelyesebb, ha a három állomás szolgáltatja adatokat egyformán figyelembe vesszük.

A tízévi szintváltozás e három állomáson *S. Polli* közlése szerint [8], [9], [10].

Venezia S. Stefano	+ 32,0 mm
Venezia Arsenale	+ 22,0 mm
Venezia Lido	+ 31,00 mm
	Középtérték : + 28,33 mm

Ugyancsak *Polli* szerint a földközitengeri és az adriai térségben a jégárak olvadásából származó eusztatikus változás tíz évenként: + 18,0 mm. Vagyis a tényleges partmenti süllyedés Velencében 10 évenként 10,33 mm, ami 66 év alatt 68,18 mm-nek felel meg.

Ravenna kikötőjében, a várostól 10,5 km távolságban lévő Porto Corsini thalattográfállomáson a szintváltozás 10 évenként: + 22,0 mm. Ebből 18 mm ugyancsak az eusztatikus változásnak felel meg, míg 4 mm tényleges part-süllyedést jelent; ez 66 év alatt 26,4 mm.

Az izosztatikus gravitációs anomáliák erősen szabályos jellegének ismeretében [11], [12], [13] az alábbi transzformációs alapból indulhatunk ki: *Salvioni* összevetése szerint Velencében 66 év alatt 5,76 mm emelkedés mutatkozik. Ezzel szemben kétségtelen, hogy Velencében a thalattográfok a partok 68,18 mm-es süllyedését regisztrálják.

Ugyanígy *Salvioni* szerint Ravennában 63,07 mm süllyedés mutatkozik $[d]_{\text{Rim}} = 0$ feltételezése esetében. A Porto Corsiniben lévő thalattográf adatai szerint azonban a partok süllyedésének mértéke itt 26,4 mm ugyan-ezen idő alatt.

Az adatok megbízhatóságára vonatkozóan megjegyezzük, hogy a velencei thalattográf 60 éve, Porto Corsinié pedig 50 éve dolgozik.

A *Salvioni* által közölt szintváltozási mérőszámok alakulásában — mint-hogy szárazföldbelseji alappontokról van szó — az eusztatikus tényezőnek nincsen szerepe. Ezért *Polli* adataiból az eusztatikus változások mértékét el kellett hagynunk. Ami megmaradt, nem egyéb, mint a

$$[(i) + (k)] (T_n - T_0) = [d] \dots \dots \dots (2)$$

érték, vagyis a partok mozgása Ravennára (azaz Porto Corsinire), illetőleg Velencére vonatkoztatva. *Ennyivel süllyedtek a partok 66 év alatt.* Vagyis T_0 időpontban M_0 P. Co.rs. és M_0 Ven. a vonatkozó $[d]$ értékkel mai helyzeténél magasabban volt.

I. táblázat

Szintváltozás a Rimini—Cosina—Bologna—Ferrara—Venezia, illetőleg
a Ferrara—Ravenna—Adria—Venezia vonalon

	Km	Diff. mm (Salvioni)	Diff.	Diff.
			mm/66 év	mm/10 év
(Transzformált érték)				
1. Rimini	0	0,00	+ 67,2	+ 10,18
2. S. Arcangelo	12	+ 36,86	+ 97,5	+ 14,77
3. Budrio	24	+ 49,82	+ 104,6	+ 15,76
4. Cesena	32	— 8,19	+ 43,8	+ 6,64
5. Diegaro	38	— 2,00	+ 47,0	+ 7,12
6. Forlimpopoli	44	— 31,49	+ 19,1	+ 2,89
7. Cosina	61	+ 0,69	+ 38,5	+ 5,83
8. Faenza	67	+ 11,04	+ 45,6	+ 6,91
9. Imola	84	+ 33,13	+ 60,4	+ 9,15
10. Piratello	88	+ 51,54	+ 78,8	+ 11,95
11. Castel S. Pietro	95	+ 78,05	+ 98,3	+ 14,90
12. L. Lazzaro	113	— 25,05	— 12,0	— 1,82
13. Bologna	118=0	+ 9,12	+ 19,8	+ 3,00
14. Galliera	32	— 28,26	— 32,8	— 4,97
15. Poggio Renato	38	— 19,55	— 27,7	— 4,20
16. Ferrara; castello	53	— 42,01	— 56,6	— 8,58
17. Polesella	76	— 28,34	— 53,8	— 8,15
18. Boara Pisani	95	— 38,09	— 72,6	— 11,00
19. Stanghella	100	— 9,90	— 46,6	— 7,06
20. Ponte di Mezzavia	123	— 32,20	— 80,5	— 12,20
21. Venezia	180	+ 5,76	— 68,18	— 10,33
16. Ferrara; castello	0	— 42,01	— 56,6	— 8,58
22. Gaibana	12	— 25,68	— 32,6	— 4,94
23. Monestico	16	— 29,62	— 34,2	— 5,18
24. S. Nicola Ferrarese	20	— 71,72	— 73,8	— 11,18
25. Consandolo	35	— 65,76	— 58,0	— 8,80
26. Ravenna	83	— 63,07	— 26,4	— 4,00
27. Codigoro	171	— 105,46	— 112,5	— 17,05
28. Mezzogoro	181	— 112,25	— 125,7	— 19,05
29. Ariano	187	— 161,50	— 180,0	— 27,27
30. Adria	202	— 186,99	— 210,0	— 31,82
31. Smergoncino	211	— 166,80	— 195,3	— 29,59
32. Loreo	217	— 129,13	— 161,3	— 24,44
33. Rosolina	223	— 109,78	— 145,7	— 22,07
34. S. Anna	233	— 6,59	— 48,2	— 7,30
21. Venezia	296	+ 5,76	— 68,18	— 10,33

Ezért a *Salvioni*-féle mozgásdiagramm megfelelő helyén a $[d]_{\text{Rim.}} = 0$ feltételre megszerkesztett $M_{n \text{ Rav.}}$, illetőleg $M_{n \text{ Ven.}}$ pontokban fel kell raknunk a fentebb kiszámított partelmozdulási mérőszámoknak megfelelő vektorokat, s közvetlenül nyerjük az $M_{0 \text{ Rav.}}$, illetőleg $M_{0 \text{ Ven.}}$ pontokat.

Kössük össze egy egyenessel ezt a két pontot. Ez által a Riminire alapozott 0-tengelyt elforgattuk az 1. melléklet szerint, s most olyan tengelyrendszert

kaptunk, amelyben az alappontok elmozdulásának mértékét továbbra is a régi 0-tengelyre merőleges (jelen esetben függőleges) ordináták mérik, de az új (ferde) tengelytől számítva.

Adva a lehetősége annak is, hogy a transzformáció következtében megváltozott $[d]$ értékeket számítással határozzuk meg, erre a nagy munkára azonban nincsen szükség. Kellő léptékű grafikon használata esetén az abszolút szintváltozási értékek közvetlenül lemérhetők.

Mi is így jártunk el. A a ábra adatai felhasználásával megszerkeszthető a b , majd a c mozgásdiagramm. Az így nyert értékeket az I. táblázat tartalmazza.

A leolvasott értékek 66 esztendőre vonatkoznak. Ez az időtartam nem alkalmas a nyert adatok belföldi, még kevésbé nemzetközi összehasonlítására. Ezért osszuk el a nyert szintváltozási értékeket 6,6-del, s így 10 esztendőre vonatkozó szintváltozási értékekhez jutunk.

A 10 esztendei időköz alapul vétele már azért is célszerűnek látszik, mivel a szintváltozások vizsgálata nem vonatkoztatható el a thalattogramok feldolgozása során nyert eusztatikus és izosztatikus (partmozgási) értékektől, ezeket pedig 10 esztendei időegységben szokás közölni.

A másik, nem kevésbé fontos ok, amiért a 10 esztendei időegység bevezetését ajánlom, az, hogy egyrészt 10 évről könnyen térhetünk át akár kisebb, akár nagyobb időtartamra, másrészt javaslatom elfogadása esetén egyes területek szintváltozási viszonyainak nemzetközi összehasonlítása közvetlenül lehetővé válik.

Az idevonatkozó 10 évi mérőszámokat ugyancsak az I. táblázatban tüntettem fel.

Ha a 10 esztendőre vonatkozó értékeket mm-ben adjuk meg, ugyanezek az értékek cm-ben a 100 esztendőre vonatkozó szintváltozásokat jelentik.

Ugyanez a javaslatom szószerint vonatkozik a vízszintes értelmű változások feldolgozására és közzétételére is.

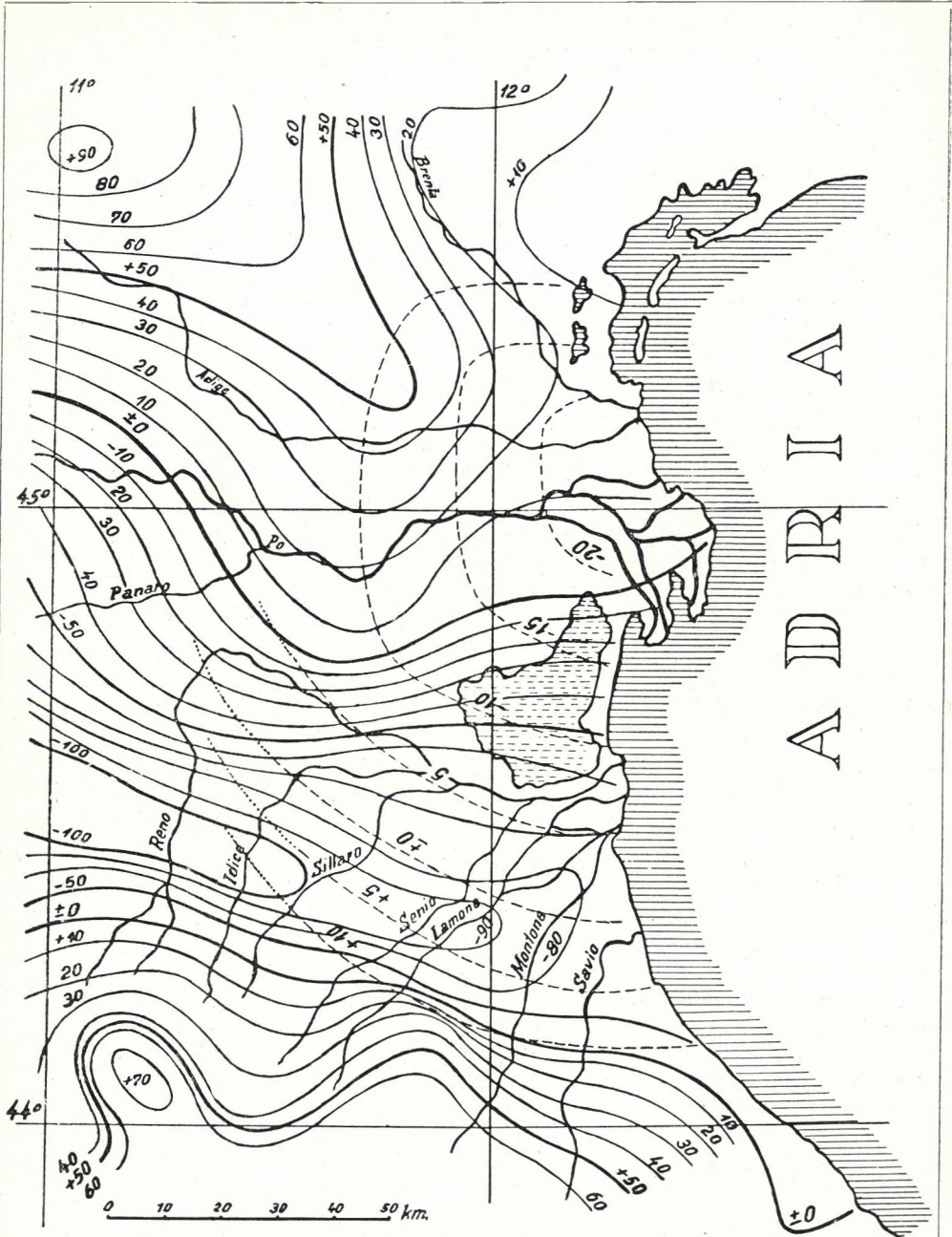
Izobázisok

Ha megszerkesztjük a 10 év alatti szintváltozásokat ábrázoló izobázisokat (2. melléklet) a következő képet nyerjük.

Adria városa környéke, mint egyik fókusz körül, elliptikus izobázisok rendszere alakult ki. Ennek határát a -10 mm-es izobázis jelzi. A süllyedési értékek befelé folytonosan növekszenek, s Adria városában a $-30,0$ mm-t meg is haladják ($-31,82$ mm). Ez azt jelenti, hogy a Po-delta környéke erőteljesen süllyed. A süllyedő övezetbe beletartozik Velence lagunáris partvidéke, s ugyanúgy a hatalmas Comacchio laguna is.

A gravitációs anomáliák [12], [13] is amellet szólnak, hogy ez a terület valóban nagy mértékben süllyed. Ez természetes is, mert egész sereg folyó, mint a Brenta, Adige, Po, Reno, Idice, Sillaro, Senio, Lamone, hogy csak a nagyobbakról szóljunk, hordalékuk tekintélyes részét itt rakják le, amivel a morfológiai egyensúly fenntartását egyben biztosítják.

Az Adige és a Brenta közötti terület, melyet morfológiailag és föld-



3. ábra. A Pó-síkság keleti felének izosztikus gravitációs anomáliái. C. Morelli és O. Vecchia szerint. Az ábrába (szaggatott vonallal) az átlagizobázisokat is berajzoltuk

tanilag az Euganei dombok jellemeznek, a Po-deltához képest emelkedőben van, valójában azonban -7 és -10 mm-es izobázisok tanúskodnak a terület tényleges süllyedése mellett. Különösen kitűnik e tekintetben az Euganei dombok déli-, délkeleti lábához simuló síkság, (Este, Monselice, Battaglia vidéke), ahol a -12 mm-es szintváltozási érték az említett síkság erőteljes süllyedéséről tesz bizonyosságot. Egyébként a maradék gravitációs anomáliákból is azt látjuk [14], hogy Legnaro és Monselice között erősen kihangsúlyozott nehézségi rendellenességek vannak, amelyek a köztes terület viszonylagos kiemelkedését sejtetik.

A Po-síksággal délről — délnyugatról a Toscanai — Emiliái Appenninek határosak. Ezen a hegyvidéken ± 0 és ± 60 , ± 70 mgal között változó értékű izosztatikus anomáliákat találunk [13] és [11].

A negatív izosztatikus anomáliák legnagyobb értékeit (-80 és -100 mgal között), Bologna, Ravenna és Forlì térségében érik el (3. ábra), majd délebbre a ± 0 mgal-os anomália görbéje következik. Ez utóbbi nagyjában egybeesik a miocén-pliocén, illetőleg a recens ártéri üledékek határával. Helyenként, különösen Cesena, Rimini, Pesaro és Macerata* vidékén, a miocén és pliocén határvonalát közelíti meg [15].

A ± 0 mm-es izobázis még a síkságon szalad: néhol különösen mélyen északra benyúlva a Bologna—Rimini vonaltól. Talán legfeltűnőbb Bologna és Imola között, ahol az emelkedő terület határát jelző ± 0 mm-es izobázis az Idice nagy könyökével együtt ível ÉK-nek.

Ebbe az ívelésbe illeszkedik bele Piratello és Castel S. Pietro tájékán egy erőteljesen emelkedő részlet, amely jól egyeztethető a Bologna és Imola között jellegzetesen előreugró eocén röggel. Ugyanúgy szembeűnik, hogy az Imola és Faenza közötti térségben előnyomuló eocénnek, valamint a San Marinótól DNy-ra lévő Montefeltro-i eocén táblaságnak ugyancsak $+ 10$ mm-es izobázis felel meg. Ezek az eocén foltok erőteljes peremi törésekkel határoltan válnak ki a toscanai Appenninek általános íveléséből. Az izobázisok tanúsága szerint az általánosságban ÉNy—DK irányú főtörések határolta rögök kiemelkedő szerkezeteknek látszanak.

A rétegtömörülés hatása

Ha a szilárd földkérget nem borítaná kisebb-nagyobb vastagságú, az üledékgyűjtő medencékben néha hatalmas méreteket öltő laza üledéktakaró, és a felszíni közetpusztító tényezők sem működnének, az endogén eredetű kéregmozgások hatása a maga tökéletes csorbitatlanságában volna mérhető. Azonban a laza üledékek rétegtömörülése (konszolidációja vagy kompaktációja) [16] és egyéb helyi jellegű felszíni mozgások (csúszások, súvadások stb.) módosítják az endogén erők hatásából származó képet.

Az izosztatikus jellegű mozgások alakulásába kétségtelenül nagy mértékben beleszólnak a hegységek letarolásával és a síkságok feltöltődésével járó

* *Macerata*, a hasonló nevű tartomány székvárosa. Anconától délre, 36 km távolságban. (Nem tévesztendő össze a San Marinótól délre fekvő Macerata Feltriával.)

geológiai folyamatok, de ezeket a körülményeket is módosítják a rétegtömörülési viszonyok, amelyek éppen a jelenkori ártéri üledékeket is magukba fogadó üledékgyűjtő medencékben öltenek legnagyobb méreteket.

Tételezzük fel, hogy volna egy olyan eszményi kéregrészlet, amely izosztatikus jellegű mozgásokat végez, és ezeket a mozgásviszonyokat semmi nemű egyéb természeti hatás nem módosítja. Ez esetben az izosztatikus gravitációs izoanomáliák görbéi főbb vonásokban szintváltozási görbéként, azaz izobázisokként lennének felfoghatók. Ilyen eset a valóságban nincsen.

Az azonban igaznak látszik, hogy az izosztatikus gravitációs anomáliák olyan izobázisoknak tekinthetők, amelyek kialakulásában csak a felszíni laza üledékek tömegének van szerepe, rétegtömörülési viszonyaiknak azonban nincsen.

E tétel helyességéről egyszerű meggondolás is meggyőz bennünket. Tételezzük fel, hogy valamely üledékgyűjtő medence vízgyűjtő területe nem kap többé csapadékot, következésképpen hordalék sem kerül a továbbiakban a medencébe. A szél szállította hordaléktól is tekintsünk el. A laza üledékek tömörülése kétségtelenül tovább tart. Hogy milyen mértékű tömörülésről lehet szó, arra nézve a magyarországi szabatos szintezések eredményeiből több számszerű értékkel is rendelkezünk. Az Alföldön 50 esztendő alatt 12,5 cm-es rétegtömörülést állapítottunk meg a Szentés és Debrecen közötti térségben [17], ami évi 2,5 mm-nek felel meg. A Vizrajzi Intézet megállapítása szerint Szeged környékén 120 esztendő alatt 62 cm-es rétegtömörülés következett be [18]. Ez utóbbi évi 5,17 mm tömörödést jelent. Véleményem szerint különleges helyi viszonyokból származó szélső érték lehet. De vegyük ezt a számértéket is figyelembe; akkor a két érték középértékét: évi 3,85 mm-t vévén alapul, a Pó-síkság rétegtömörülése a vizsgált 66 év alatt 25,4 cm lehet. Vagyis a tömeg súlypontja eltolódik 12,7 cm-rel.

A tömörülésnek ez az értéke jól egybevágh az északolaszországi tényleges viszonyokkal is. *Pacella* [19] és *Scheffer* [20] vizsgálataiból ismeretes, hogy pl. a Solferino—Peri—Ala izosztatikus maximumvonulat jelenleg süllyedőben van. A legnagyobb süllyedési érték a gravitációs maximum tetőpontjában (a 31. sz. alapponton) mutatkozott, éspedig 40 év alatt 152,6 mm, ami évi 3,82 mm-es süllyedésnek felel meg.

Minthogy a tömegeltolódás — feltételezésünk szerint — egy-egy elemi hasámban egyenletesen történik, a nehézségi izoanomáliák számbajövő változására nem kell gondolnunk. A változás ugyanis csak a nyolcadik tizedesben jelentkeznék.

Ezek szerint az izosztatikus gravitációs anomáliák a földkéreg szintváltozásainak rétegtömörülési viszonyoktól mentes izobázisainak felelnek meg. Meg kell azonban határozni, hogy az egységnyi izoanomaliaváltozás milyen mértékű szintváltozást jelent. Ha ezt az összefüggést ismerjük, a két görbesereg közötti helyi különbségek alapján, a geofizikában ismeretes és szokásos módszerrel képezhetők a *maradék (residual) izobázisok*, amelyek ez esetben közvetlenül a vizsgált időközben bekövetkezett rétegtömörülési viszonyokat tárják elénk.

Mivel az izosztatikus gravitációs anomáliákból átszámított izobázisok

lényegében az *alaphegység* szintváltóási viszonyaira jellemzők, nevezzük ezeket *alapizobázisoknak*.

A maradékizobázisokhoz úgy jutunk, hogy a szintváltóási adatokból szerkesztett, tényleges izobázisokat (2. mell.) és az alapizobázisoknak tekintett izosztatikus gravitációs izoanomáliák görbeseregét (3. ábra) hozzuk vonatkozásba egymással úgy, hogy a görbék metszéspontjában a tényleges izobázisok értékéből kivonjuk az alapizobázisoknak szintváltóási mérőszámában kifejezett értékét. Az egyenlő nagyságú különbségeket folytonos görbével összekötve nyerjük a maradékizobázisok görbeseregét.

Az átszámítás végrehajtása

Az ezidőszerint rendelkezésre álló, vonatkozó vizsgálati anyag áttekin-téséből az derül ki, hogy különböző régiók különböző geológiai viszonyaik következtében izosztatikusán különbözőképpen viselkednek. Fennoskandia pl. közismerten emelkedik [21]; Észak-Amerikának szárazföldi tömege szintén emelkedőben van, s az emelkedő terület központi magva a Hudson-öböl környéke [22]. Ugyanakkor más területek, miként a thalattogrammok igazolják, süllyedőben vannak: így a Golf-partok, Észak-Amerikának keleti és nyugati partvidéke, Grönland keleti és nyugati partjai, Afrikának északi, Európának déli és nyugati partvidéke ma is tartósan süllyedő mozgást végez.

Olyan kratogén területen, mint amilyen a Po-síkság is, ahol közbenső tömegek és annak peremén hegységképződési övezetek találkoznak egymással, az izosztatikus viszonyok a fentebbieknél bonyolultabbak. Világos tehát, hogy *az átszámítás megoldását esetenként a helyi viszonyokból kiindulólágg kell keresnünk*.

Kézenfekvő megoldásnak látszik, hogy az összehasonlításhoz olyan, a vizsgált területre vonatkozó izobázisokat kell felhasználnunk, amelyekből a kisebb, helyi jellegű rendellenességeket már kiszűrtük. Erre a célra alkalmasak a *regionális izobázisok*.

Hogy a regionális izobázisokhoz juthassunk, kétszeres átlagképzést hajtottunk végre.

Átlagos és regionális görbék szerkesztésére a bel- és külföldi szakirodalomban egy aránylag egyszerű eljárás terjedt el [23]. Ez a módszer elsősorban a geofizikában talál alkalmazásra különféle regionális izoanomáliák szerkesztése során és abban áll, hogy e célra jellemzőnek tekintett, megfelelő redukciókkal számított, többnyire azonban csak kiválasztott értékek alapján egymással közel párhuzamos, a regionális viszonyokra jellemző görbesereget állítanak elő. E módszernél szabatosabbnak látszik az alábbi eljárás, amelyet tanulmányom során alkalmaztam.

Borítsuk a vizsgált területet négyzethálóval. A négyzetek oldalhosszát úgy válasszuk meg, hogy minden négyzetbe lehetőleg több olyan alappont essék, amelynek szintváltóása ismeretes; ha pedig ez nem lehetséges, a tényleges izobázisok közül legalább egy, vagy kettő haladjon át a négyzeten.

Határozzuk meg sorra a négyzetek területére eső szintváltozási adatok számtani középértékét. Tekintsük ezt a négyzet egész területe átlagos szintváltozási mértékének, és jelöljük be a terület (négyzet) súlypontjába. (Meggjegyezzük, hogy a vizsgált terület szélén — szükség szerint — esetleg csonka négyzetek is alakulhatnak, az eljárás módja azonban akkor sem változik.)

A súlypontokban nyert szintváltozási mérőszámok alapján szerkesztünk izobázisokat. Ezek lesznek a vizsgált területre vonatkozó átlagizobázisok (3. melléklet).

Látható, hogy az átlagizobázisoknak a -5 és $+10$ mm-es értékek közötti görbéi nagyjában máris párhuzamosak, vagyis regionális jellegűek, a nagy Po-delta környéki átlaggörbék azonban erősen tükrözik még a rétegtömörüléseknek a tényleges izobázisokon is (2. mell.) jól szembeutnő hatását. Mindamellet már az átlagizobázisokon is eltűnt a rétegtömörülés helyi hatása, amit a görbék tökéletesen nyugodt vonalzása igazol.

Nekünk azonban olyan görbeseregre van szükségünk, amelyen a rétegtömörülés hatása lehetőleg teljes egészében eltűnik. Evégből hajtsunk végre egy második átlagképzést. Ezúttal két-két, (illetőleg egy esetben három) alapterületet fogjunk össze és a 4. ábra szerint kialakított hét területegységnek a súlypontjában határozzuk meg a szintváltozási mérőszámokat, majd ezek alapján interpolálással szerkesztünk ismét izobázisokat. Ezeket az enyhe ívelésű görbéket *esetünkben* (a szigorú követelményektől eltérően, egyszerűség okából, és mivel a megengedhető eltérés határán belül maradtunk) *kivételesen* egyenesekkel helyettesítettük.

Az így nyert sugársort, mivel a regionális felszíni szintváltozásra jellemzők, *regionális izobázisoknak* tekinthetjük.

Az a körülmény, hogy a sugársor a jelen esetben a Comacchio-laguna közepe tájától nyugati irányban enyhén dél felé ívelő vonal mentén éles szögben megtörik (7. melléklet), a tektonikus viszonyok szigorú következménye. Ha összevetjük ezt a 3. melléklettel, lehetetlen észre nem vennünk az átlag- és a regionális izobázisok térbeli elrendeződése közötti szigorú összefüggést*.

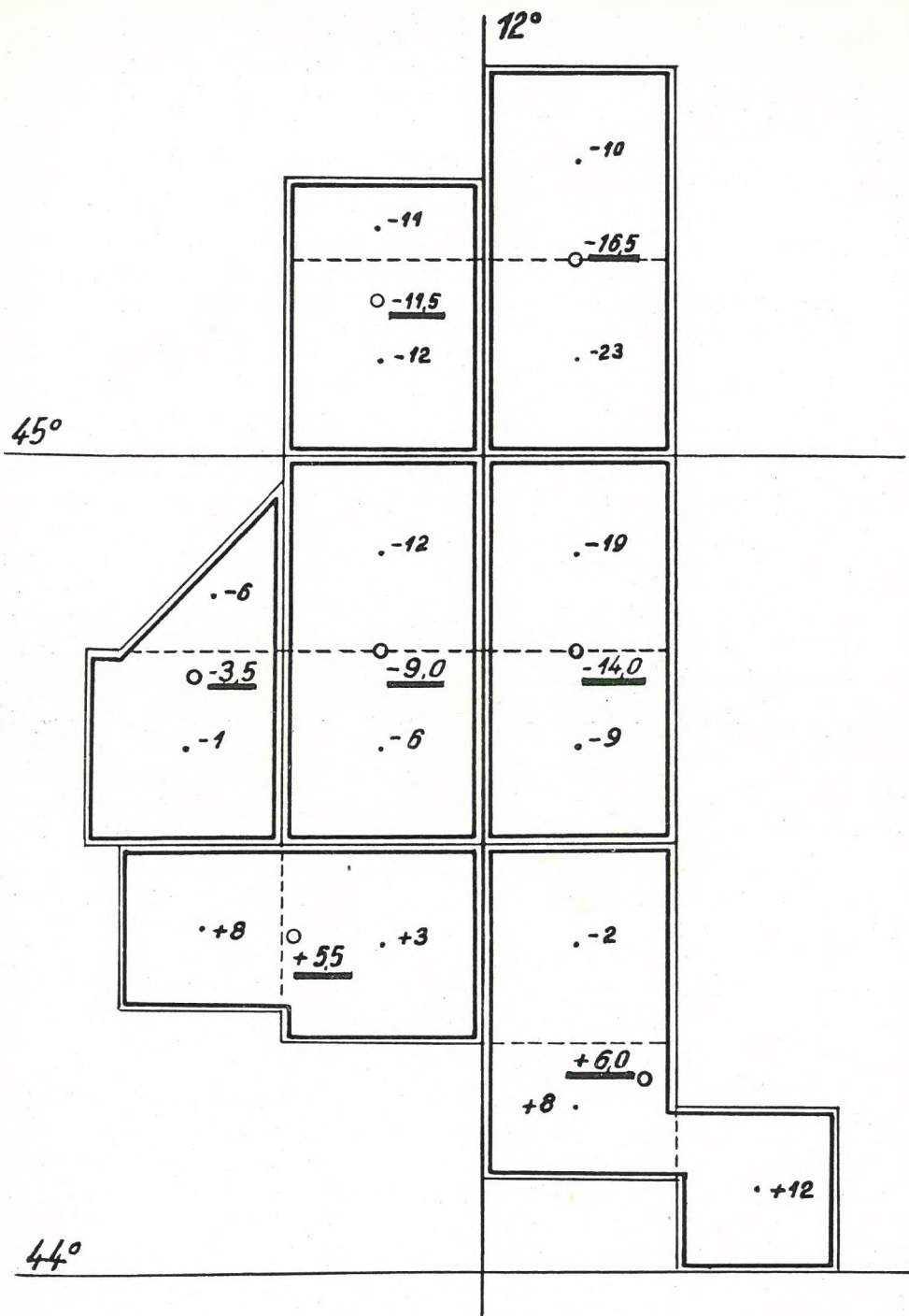
*

A 3. ábrán a szaggatott vonalakkal kihúzott izobázisrészletek a korábbi szerkesztés eredményei, a pontozott vonalrészek pedig szükséges kiegészítések abból a célból, hogy a keresett összefüggést a valóságnak minél inkább megfelelően állapíthassuk meg.

A megállapított megfelelések az alábbiak. (Zárjelben a középértékképzéshez felhasznált egyes izoanomália-értékeket közöljük.)

+ 10 mm-nek	— 75 mgal,	(— 100,	— 50)
+ 5 mm-nek	— 65 mgal,	(— 50,	— 80)
± 0 mm-nek	— 55 mgal,	(— 30,	— 80)
— 5 mm-nek	— 35 mgal,	(± 0,	— 70)
— 10 mm-nek	± 0 mgal,	(— 50,	± 50)
— 15 mm-nek	+ 14 mgal	felel meg.	

* Megjegyezzük, hogy gravitációs felvételek kiértékelésénél ugyancsak négyzet-hálót alkalmaztak a coloradoi Wellington olajmezőn végzett kutatások alkalmával is. Újabban pedig *Peters* a második parciális differenciálhányados módszerét dolgozta ki gravitációs mérések eredményeinek kiértékelése céljára [24].



4. ábra. Regionális izobázisok szerkesztése céljából több alapterületet (négyzetet) fogunk össze

Helyezzük be a regionális izobázisok görbeseregét a vizsgált területre vonatkozó izosztatikus gravitációs anomáliák ábrájába (3. ábra), és határozzuk meg, hogy az egyes izobázisokhoz milyen izoanomália értékek tartoznak. Mivel tökéletes egybeeséssel nem találkozunk, az izobázisoktól érintett izoanomaliasávnak arányos távolságban egymásra következő értékeiből képezzünk számtani középértéket, és ezt tekintjük az adott izobázis-hoz tartozó mgal-értéknek.

Helyezzük be a kapott eredményeket egy olyan derékszögű koordináta-rendszerbe, melynek abszcisszatengelyére a mgal-értékeket, ordinátatengelyére pedig a szintváltozást jelentő mm-értékeket rakjuk fel. Az így nyert pontok közé rajzoljunk legjobban simuló görbét.

Az ez esetben megállapított megfelelések az alábbiak (5. melléklet):

+ 5 mm-nek	- 95 mgal,	(- 110, - 80)
+ 3 mm-nek	- 85 mgal,	(- 90, - 80)
+ 1 mm-nek	- 70 mgal,	(- 80, - 60)
± 0 mm-nek	- 65 mgal,	(- 80, - 50)
- 2 mm-nek	- 58 mgal,	(- 76, - 40)
- 3 mm-nek	- 50 mgal,	(- 70, - 30)
- 5 mm-nek	- 30 mgal,	(- 70, + 10)
- 10 mm-nek	+ 1,7 mgal	(- 50, ± 0, + 55)

felel meg.

- 15 mm-nek + 15 mgal-os érték felelne meg, de ez az izobázis már a nagy Po-delta területére esik, miért is a közismerten nagy helyi süllyedések miatt ezt az adatot nem használtuk fel a 4. mellékleten látható görbe szerkesztéséhez.

Ez a görbe tulajdonképpen két egyenes vonaldarabból áll, s ezek a - 55 mgal érték körül enyhe íveléssel találkoznak.

Ha a földkéreg közzettanilag tökéletesen homogén felépítésű volna, s ha a belső (endogén) erők egyformán hatnának az orogén és kratogén övezetekben egyaránt, akkor az egységnyi mgal változásnak egységnyi idő alatt - bárhol - azonos szintváltozás felelne meg.

És ugyancsak, ha nem lenne rétegtömörülés, ± 0 mgal-nak a felszínen is ± 0 mm szintváltozás felelne meg. A dolog természetéből következik ugyanis, hogy mivel a ± 0 mgal-os izoanomália mentén izosztatikus rendellenesség nincsen, ott izosztatikus egyensülynak kell lennie, tehát izosztatikus egyensúlyhiányból következő szintváltozás itt nem is lehetséges. Megszerkesztett görbénk szerint azonban ± 0 mgal-nál 8,75 mm süllyedés mutatkozik, ami - nyilván - teljességében a rétegtömörülés hatása.

Mi azonban a rétegtömörülésmentes viszonyok [25], [26] tanulmányozására törekszünk. Ezért a tengelyrendszert az abszcisszatengely vonalában eltoljuk addig a pontig, ahol a szintváltozás görbéje az abszcisszatengelyt metszi. Ebben az új tengelyrendszerben ± 0 mgal-nak ± 0 mm szintváltozás felel meg. Az összetartozó értékeket (mindkét rendszerre vonatkozóan) a II. táblázatban foglaltuk össze. Együttal adjuk a 10 mgal-os értékközre eső 10 év alatti-, valamint az 1 mgal-os értékközre eső 1 év alatti szintváltozás nagyságát mm-ben.

A 4. mellékletből látható, hogy a két különböző szög alatt hajló sugár találkozása + 15 mgal közelébe került. Jellemző, hogy ez a + 15 mgal-os érték éppen az európai izosztatikus anomáliák normálértékének felel meg [27].

II. táblázat

Összefüggés az izosztatikus gravitációs anomáliák és a földkéreg rétegtömörülésmentes szintváltozása között a Po-sikságon a regionális izobázisok alapján

Izoanomáliák értéke mgal	Szint-változás értéke mm/10 év	10 mgal-ra eső változás mm/10 év	1 mgal-ra eső változás mm/év	Izoanomáliák értéke mgal	Szint-változás értéke mm/10 év	10 mgal-ra eső változás mm/10 év	1 mgal-ra eső változás mm/év
Eredeti tengelyrendszerben meghatározva				Az eltolt tengelyrendszerben meghatározva			
+ 100	— 20,8			+ 100	— 12,5		
+ 90	— 19,6	+ 1,2	+ 0,012	+ 90	— 11,5	+ 1,0	+ 0,010
+ 80	— 18,4	1,2	0,012	+ 80	— 10,4	1,1	0,011
+ 70	— 17,2	1,2	0,012	+ 70	— 9,2	1,2	0,012
+ 60	— 16,0	1,2	0,012	+ 60	— 8,0	1,2	0,012
+ 50	— 14,8	1,2	0,012	+ 50	— 6,8	1,2	0,012
+ 40	— 13,6	1,2	0,012	+ 40	— 5,6	1,2	0,012
+ 30	— 12,4	1,2	0,012	+ 30	— 4,4	1,2	0,012
+ 20	— 11,2	1,2	0,012	+ 20	— 3,2	1,2	0,012
+ 10	— 10,0	1,2	0,012	+ 10	— 2,0	1,2	0,012
+ 0	— 8,9	1,1	0,011	± 0	± 0,0	2,0	0,020
— 10	— 7,7	1,2	0,012	— 10	+ 1,9	1,9	0,019
— 20	— 6,5	1,2	0,012	— 20	+ 3,8	1,9	0,019
— 30	— 5,4	1,1	0,011	— 30	+ 5,8	2,0	0,020
— 40	— 4,2	1,2	0,012	— 40	+ 7,7	1,9	0,019
— 50	— 3,0	1,2	0,012	— 50	+ 9,6	1,9	0,019
— 60	— 1,5	1,5	0,015	— 60	+ 11,5	1,9	0,019
— 70	+ 0,4	1,9	0,019	— 70	+ 13,4	1,9	0,019
— 80	+ 2,3	1,9	0,019	— 80	+ 15,4	2,0	0,020
— 90	+ 4,2	1,9	0,019	— 90	+ 17,3	1,9	0,019
— 100	+ 6,1	1,9	0,019	— 100	+ 19,2	1,9	0,019

A vizsgált terület déli részén az Appenninek hegyképződési övezete helyezkedik el, s ehhez közvetlenül csatlakozik a Po-sikság alatt elhelyezkedő, az Adriatis északkeleti nyúlványának számító közbenső tömeg. Az 5. mellékletből világosan kitűnik, hogy a hegyképződési övezetben valamivel nagyobb intenzitású mozgások mennek végbe, mint a nagy tehetetlenséggel jellemzett közbenső tömegben.

Maradékizobázisok és értelmezésük

A 4. melléklet, illetőleg a II. táblázatban foglalt értékek alapján helyettesítjük az izosztatikus anomáliák görbéinek értékeit szintváltozási mérőszámokkal. Mivel a kerek mgal-értékekkel jellemzett görbékhez általában nem kerek szintváltozási értékek tartoznak, interpolálással elő kell állítanunk a kerek szintváltozási értékeknek megfelelő izoanomália-görbéket. Ezek lesznek a fentebb már említett alapizobázisok. (5. melléklet.)

1. Képezzük a *regionális izobázisok és az alapizobázisok különbségét* úgy, hogy minden egyes metszésponton a metszést adó regionális izobázis értékéből kivonjuk a metszett alapizobázis értékét. (Mivel mindkét rendszerben kerek számértékeket vettünk fel, a különbségek is kerek számértékek lesznek.) Az azonos számértékű különbségeket kössük folytonos görbével össze. Így a 6. melléklet ábrájához jutunk.

Az *alapizobázisok* — a fentebb részletesen kifejtett megfontolások értelmében — *magának a földkéregnek a szintváltozását, illetőleg szintváltozási lehetőségét képviselik abban az esetben, ha a kéreg szintváltozását egyedül az izosztatikus viszonyok irányítják.* Azonban az izosztatikus tényezőkön kívül vannak még más tényezők is, amelyek a kéreg mozgásviszonyait befolyásolják. Esetünkben mindenekelőtt az endogén eredetű *tektonikai erőhatások* jönnek számításba, valamint a *földkéreg rugalmassága*, mint az előzővel ellentétes értelmű erőhatás. A mélyben működő erők hatása kivetítődik a fölöttes laza üledéktakaróra is, és nem kis mértékben befolyásolja a felszíni szintváltozások kialakulását. Mivel pedig a *regionális izobázisok a felszíni regionális szintváltozást tükrözik*, a két görbesereg különbségéből képezett *maradékizobázisok* (6. melléklet) a *vizsgált terület alatt lévő szilárd földkéreg függőleges irányú mozgásviszonyait vetítik elénk: az izosztatikus és tektonikus hatás eredményét egyaránt.*

A 6. melléklet tanulmányozása több érdekes földszerkezeti vonatkozás felismerésére nyújt lehetőséget. Mindenekelőtt az tűnik szemünkbe, hogy az a tektonikai vonal, amely az Ancona és Ravenna közötti partvonal kialakulását megszabta, Ferrara irányába töretlen vonalban folytatódik (7. melléklet). Közvetlen hatását a —16, —15 és —14 mm-es maradékizobázisok alakulásában érzékelhetjük Ravennától északnyugati irányban. Szerkezetileg ezek a maradékizobázisok határolják délkelet felől a Comacchio lagunát. A tektonikai vonal tovább fut, bár Portomaggioretől északnyugatra az ábrán nyomát nem találjuk; ám hatása a felszínen — jóval távolabbra — ismét élesen előtűnik. Ugyanis ehhez igazodik a Po folyónak Ostiglia és Revere közötti nagy kanyarja, majd a Tione-, sőt részben a Tartaro folyók völgyének vonalzását kialakítva felszalad a Garda tóhoz és csatlakozik annak erőteljes tektonikai rendszeréhez [28].

A másik uralkodó jellegű tektonikai vonal a Comacchio laguna süllyedő területét északnyugat felől zárja le. Erre is a —14 és —15 mm-es maradékizobázisok jellemzők. Ez a tektonikai vonal Migliarino és Codigoro községeken át északkelet felé csap, és azonos azzal a tektonikai törésvonallal, amely Pirano és Trieszt vonalában az isztriai félszigetet észak felől zárja le. Hogy



valóban összefüggő szerkezeti vonallal van dolgunk, bizonyítja az, hogy a velencei öbölnek ezen a részén pontosan ezzel esik egybe a 30 méteres mélységi görbe, amely egyben a tengerfenék lejtőviszonyainak számottévő megváltozását jelzi [29].

Az eddig ismertetett két tektonikai vonal Montesanto környékén keresztezi egymást, és az utóbb említett trieszt-montesantói törésvonal Parma — Piacenza — Cremona irányában nyugat felé hajlik el, amennyire az a Bologna fölötti —12, —11 és —10 mm-es maradékbázisok vonalzásából következtethető.

Ugyanennek az izobáziscsoportnak északi vége (I. a —4, —5, —6 mm-es görbéket) az Euganei dombokat északkeletről megkerülve a Recoaro és Piazza (Vicenzától északnyugatra 30—35 km) irányába csap. Megjegyezzük, hogy az Euganei dombság alaphegységének főltömege triasz kori tengeri üledék, melyre jura és alsókréta települ, s mindezeket az Alpok egyetlen számottévő fiatal kori vulkánikus kitöréséből származó harmadkori trachittakaró borítja. Vicenzától északnyugatra a Berici halmokon a grazi medence bazaltjaival egykorú bazaltot, Recoaro és Piazza vidékén pedig kristályospalákon áttört, hasadékok mentén feltódult porfirhegységeket találunk. Az Euganei dombság környékének élő tektonikáját a Padovától délkeletre lévő Abano és Battaglia melletti forróvízű kénes források bizonyítják. Az élő tektonizmus mellett szól az a tény is, hogy a déli Alpoknak a Po-síksággal határos övezete nincsen izosztikus egyensúlyban, miként arra a gravitációs anomáliák nagyságrendjéből következtethetünk [30].

Az általunk felvázolt földszerkezettani kép tökéletesen beleilleszthető abba — a gravitációs izoanomáliák alapján kikövetkeztetett — korszerű geofizikai-tektonikai helyzetképbe, amelyet *Vecchia O.* nemrég megjelent, fentebb [11] alatt idézett művében részletesen taglal.

A legnagyobb mértékű kéregmozgások azonban mégsem itt, hanem a vizsgált terület déli határán jelentkeznek: a Rimini—Faenza—Bologna vonaltól délre, kb. ott, ahol a toscanai Alpok északi lejtőin az eocén és miocén üledékek határövezete helyezkedik el. Jellemző, hogy ezen az övezeten belül az utolsó 50—60 esztendőben feljegyzett számos földrengésnek az epicentrumát állapították meg.

Sőt *Nopcsa* földrengési térképének [31] tanúsága szerint ez a hatalmas tektonikai törés határolja — vizsgált területünkön dél felől — az itáliai keleti partok menti, hosszan elnyúló aszeizmikus övezetet. Ez a földrengésmentes övezet Rimini és Ancona között folyosószerűen összeszűkül, Rimininél pedig északi irányban tölcészerűen kiszélesedik. E tölcészerű rész déli peremén találjuk a szóban forgó erős tektonikai törésre valló, nagymértékű mozgásával kitűnő övezetet. Tőle északra két elliptikus alakú süllyedék mutatkozik. Határozott tektonikai vonalak által közrefogott rögöknek látszanak.

Ez az erőteljes mozgási övezet San Marinótól Pavia irányába csap, s valószínűleg ott találkozik a Trieszt-montesantói törésvonal meghatározta határövezettel.

2. A következőkben állítsunk elő maradékiizobázisokat olyanképpen, hogy képezzük a tényleges izobázisok és az alapizobázisok különbségét. Az eredményt

a 8. mellékleten szemlélhetjük. A rétegtömörülés hatásáról szóló fejezetünkben kifejtettük már, hogy e két görbesereg alapján szerkesztett maradékizobázisok a *rétegtömörülés mértékét közvetlenül állítják elénk.*

A mellékletből látható, hogy a rétegtömörülés mértéke ott kicsiny, ahol az alaphegység közel van a felszínhez, s ott nagy, ahol a fiatalkorú laza üledék-takaró vastagsága is nagyobb.

A 8. melléklettel kapcsolatosan megemlítésre érdemes észrevételeink a következők. A velencei laguna környékén a rétegtömörülés mértéke aránylag kicsiny, következésképpen a triász alaphegységnek viszonylag nem nagy mélységben kell lennie.

A Po-delta környékén az előbbihez képest négyszer akkora mértékű a rétegtömörülés, noha az alaphegység regionális szintváltozási viszonyai — a 6. melléklet tanúsága szerint — a két szomszédos területen nem különböznek egymástól. Következésképpen a nagy Po-delta igen tekintélyes mélységű beszakadást töltött fel.

A Comacchio laguna rétegtömörülési intenzitása 25%-kal kisebb, mint a Po-deltáé. Az alapközet mélységi viszonyai is — valószínűleg — ehhez mérten alakultak.

Különös figyelmet érdemel az a tektonikus, árokszerű beszakadás, amelyet a —20 mm-es kompációs görbének szembe-tűnő kidudorodása Porto Corsinitól nyugatra, a Lamone és Montone torkolatvidékén jelez. A bizonytalan egyensúlyi viszonyok között lévő beszakadt rög fölött hirtelen nagymértékű rétegtömörülés lép fel. Ennek következtében a folyók meder-kiképzése is bizonytalanává válik, és fattyúágak keletkeznek.

A Ferrara környékén északról dél felé ujjszerűen kinyúló —5 mm-es görbe rejtett földalatti hátságot sejtett.

3. A mélybeni alaphegységnek az izosztatikus viszonyokból következő, s a tektonikai tényezők által módosított szintváltozási viszonyainak (7. melléklet), valamint a rétegtömörülés mértékének (8. melléklet) eredőjeként áll elő az a hatás, amely a felszíni *relatív* szintváltozási viszonyokat megszabja.

Ezt a kérdést két változatban tesszük vizsgálat tárgyává. Először képezzünk maradékizobázisokat úgy, hogy a *tényleges és az átlagizobázisok különbségéből* szerkesztünk görbéket. Az eredményt a 3. mellékleten tüntettük fel.

Majd a *tényleges és a regionális izobázisok különbségéből* származó maradékizobázisokat állítsuk elő. Ezeket a 9. mellékleten tüntettük fel.

A két ábra lényegileg ugyanazt a tényt fejezi ki: arról tájékoztatnak, hogy bármely felszíni pontnak szintváltozása hogyan viszonylik saját környezetének szintváltozásához. Hangsúlyoznom kell: ezek a vázlatok nem *tényleges szintváltozások izobázisait* ábrázolják, hanem csupán olyan segéd-térképek, amelyek a mélybeni szerkezeti-, valamint a relatív rétegtömörülési viszonyok helyesebb értelmezésére szolgálnak. Ugyanígy: ezen a két ábrán látható előjeles számértékek *nem* abszolút szintváltozást, hanem csak a közvetlen környezethez képest bekövetkezett *viszonylagos*, függőleges értelmű elmozdulást jelentenek. Éppen ezért pl. a velencei laguna környezete, noha abszolút értelemben 10 év alatt 10 mm-t süllyed, *viszonylag* a ± 0 mm-es görbén lévő pontokhoz képest, 10 év alatt 10 mm-t emelkedik.

A két vázlatból az alábbi lényegbevágó dolgokat olvashatjuk ki: a toscanai Apenninek és a Comacchio laguna közé *viszonylagosan* nem nagy mélységű, északnyugati irányban fokozatosan elkeskenyülő térség ékelődik. Határát megközelítően a 14. ábrán a -2 mm-es maradékizobázis jelöli. Kiegyenlítődött felszíne a rétegtömörülési görbékből (8. melléklet) következtethetően észak felé enyhén lejt.

A Ravenna körüli térségnek és a Comacchio lagunának mélyszerkezeti kapcsolatát a 6. melléklet világítja meg. Ez az alapszerkezet a rétegtömörülési viszonyokat, miként arra több kitűnő hazai példa is áll rendelkezésünkre, döntő módon befolyásolja. (L. a 6. mellékleten Ravennától északra a -20 mm-es görbe déli irányú kidudorodását.) Azonban éppen a változó mértékű rétegtömörülés következtében az alaphegység felszínén uralkodó mozgásviszonyok a térszínre módosított formában vetítődnek ki. Pl. a 6. mellékleten Ravenna körül látható -17 , -16 , -15 és -14 mm-es görbéknek a 9. mellékleten (ugyanott) a -3 mm-es *relatív* süllyedék felel meg.

Az Appennin félsziget nagytektonikájának ismeretében [31] és [33], [34] a 3. és 9. mellékletek maradékizobázisaiból úgy tűnik, hogy az Apennineknek a Saviótól keletre eső, valamint az Idice és Lamone közötti tömege mintegy rátolódik a Lamone és Savio közötti, erőteljes relatív süllyedést mutató tömegre.

Az Idice és a Reno között, Bolognától keletre, ugyancsak egy relative süllyedő rög tűnik a szemünkbe. (Különösen jól látható a 3. mellékleten.)

Már a 8. melléklet részletes taglalásakor rámutattunk arra, hogy Ferrara környékén egy északról dél felé nyomuló hátságot sejtet a vázlat. A 3. mellékleten ez a szerkezet élesen kirajzolódik. A Ferrara és Montesanto között elhelyezkedő ± 0 mm-es görbe ugyanis egy nagyobb, relative emelkedő szerkezetet határol. Amennyire az ábrából következtetni lehet, valószínűen egy rejtett mezozóos szerkezettel van dolgunk. A mezozóikumot a Como-tó és (Udinétől északra lévő) Tolmezzo között (az alsó kréta déli határához igazodva) szabályosan ívelő vonal mentén felszíni pleisztocén üledékek takarják el. Csupán a Berici halmokon és az Euganei dombokon találkozunk még felszíni eocén, illetőleg középső jura- és alsó krétakorú üledékekkel. A 6. ábra szóbanforgó ± 0 mm-es görbéjének alakulásából következtethetünk arra, hogy a felszínen ismert mezozóikum rejtett szerkezetként előrenyúlik a Berici halmokon és az Euganei dombságon át Ferrara környékéig, sőt esetleg még délebbre és nyugatabbra is. Az izosztatikus gravitációs anomáliák alakulása (3. ábra) nem mond ellene, sőt inkább valószínűsíti ebbeli megállapításunkat.

Mind a 3., mind a 9. melléklet igazolja azt a fentebbi megállapításunkat, hogy a keleten egymás mellé sorakozó három medence: a velencei laguna környéke, a Po-delta vidéke és a Comacchio laguna, különböző mértékben süllyedő területek. A két északi medencében nemcsak a süllyedés általános mértéke tér el nagy mértékben egymástól, hanem billenő jellegű mozgásuk is ellentétes. Ugyanis míg a velencei laguna környéke keletről nyugati irányában végez a mélység felé irányuló billenő mozgást, (ezt a thalattográfok is bizonyítják!), addig a Po-medence nyugatról kelet felé, vagyis a tengerpartok irányában süllyed nagyobb intenzitással. A Comacchio laguna nyugati

felének süllyedése egyenletes, keleti felének viszonylagos szintváltozása pedig ± 0 mm körüli. (A *tényleges* szintváltozás ugyanitt kb. — 12 mm 10 év alatt.)

A szintváltozások vízrajzi vonatkozásai

Bár a címben jelölt tárgykör külön tanulmány keretébe kívánkozik, mégsem mulaszthatom el, hogy néhány szóval fel ne vázoljam a tanulmányunkból következő vízrajzi vonatkozásokat is.

A jelen idők szintváltozási vizsgálatainak eredményei, ide értvén a thalattogrammok feldolgozásával nyert eredményeket is, szigorúan a korunkbeli mozgásviszonyokra jellemzők. Ezek az eredmények csupán nagy engedmények árán és igen nagy megközelítéssel vonatkoztathatók csak a legközelebbi geológiai multra, pl. a pleisztocén utolsó eljegesedési periódusaitól máig eltelt időszakra i. Elegendő e helyütt, ha *Legrand* vizsgálataira [35] utalok.

Bebizonyítottnak vehető, hogy 1. a szekuláris kéregmozgások nem mindenütt folytonosak; 2. bár fázisukat nehezen változtatják, értelmük, (vagyis emelkedési-, illetőleg süllyedő jellegük) megváltoztatására megvan a lehetőség; 3. a mozgások intenzitása időnként változó.

Távoli multra visszatekintve a végeredményt feltétlenül látjuk: területek kiemelkedése, vagy tengerpartok süllyedése alkalmával a folyók erozióbázisa megváltozik. A kiemelkedést terraszok jelzik; a medencék fokozatos, lassú süllyedését azonban a szem nem veszi észre, mert a folyami hordalék a süllyedéseket évről-évre friss ártéri üledékekkel tölti fel.

Ha a süllyedés megszakítatlan és egyenletes, a lerakott üledék kőzetanilag egynemű lesz. Ha azonban a mozgás szakaszos, vagy intenzitása olyannyira változó, hogy az erózióbázis viszonylagos megváltozása a folyók szakaszjellegét is megváltoztatja, ez a körülmény az üledék szemcseszerkezetében, sőt esetleg kőzettani összetételében is megnyilvánul.

A laza üledékek rétegtömörülésében az alaphegység mozgásviszonyai tükröződnek [36]. A felszíni vízfolyások, csermelytől folyamig, nem vonhatják ki magukat a rétegtömörülés felszinformáló hatása alól. Az a körülmény, amire *Schafarzik* [37] és *Vendl* [38] a tektonika és a hidrográfia szoros kapcsolatát illetően már évtizedekkel ezelőtt rámutatott, végső elemzésben ugyanerre a közvetlen okra vezethető vissza. A tevőleges szerkezeti mozgások a rétegtömörülés intenzitásának növekedését idézik elő, s a vízfolyások a nehézségi erő hatására kénytelenek a viszonylag mélyebb, illetőleg a viszonylag süllyedő területeket keresni.

Ha a folyók emelkedő területeket vágnak át, a normális esésviszonyok fenntartása céljából energiájukat kénytelenek elsősorban a mederágy bevágására felhasználni. Ezért hordalékuk fölös részét az emelkedő terület előtt lerakják, s emiatt itt erősen alsószakaszjellegűekké válnak. Viszont az emelkedő területen közép- vagy felsőszakaszjelleggel sietnek át aszerint, milyen ütemű (intenzitású) emelkedésről van szó. Természetesen, a vízrajzi vonatkozások vizsgálatánál *mindig viszonylagosságról* van szó.

Ez magyarázza pl. azt a tényt, hogy a Brenta folyó Padovától északra erősen alsószakaszjellegű, attól délre pedig, ahol — miként korábban kifeje-

tettük — a velencei lagunának *viszonylag* erősen emelkedő területére lép, középszakaszzellegűvé válik. Ugyancsak Montegaldától Padováig alsószakaszzellegű a Brentába ömlő Bacchiglione folyó is.

A példák felsorolását csak itt, a Po-síkság északi peremén is hosszasan folytathatnók. Emeljük ki a következőket: az Adige Verona és Legnago között — hasonló okokból — alsó-, attól délre középszakaszzellegű. A Po a Tidone torkolatától Cremonáig erősen zátonyos és kanyarog, majd Cremonától S. Benedetto Po-ig középszakaszzellegűvé válik, onnan Sermideig ismét alsószakaszzellegű, Sermide tájékán lép a fentebb ismertetett Ferrara-környéki, *viszonylag* emelkedő területre, tehát Polesellaig, sőt Crespinoig ismét középszakaszzellegűvé válik. Ezen alul a nagy delta süllyedő területére lép, s éppen ezért erősen alsószakaszzellegűt ölt.

Ugyanezek a viszonyok kimutathatók a Vercelli-milanói síkságnak majd minden Po-balparti mellékfolyójánál, így pl. az Adda, Ticino, Sesina, Stura esetében, de ugyanúgy a jobbparti mellékfolyókon, mint pl. a Bormida, Tanaro folyókon, és magának a Pónak a piemonti síkságra eső szakaszán is.

Különös figyelmet érdemel a következő törvényszerű jelenség. A folyók mederágyának vonalzása általában mindig merőleges az izobázisokra. Más szóval: a *vízfolyások* nemcsak a morfológiai- vagy topográfiai-, hanem *alap-törvényszerűen is elsősorban a dinamikai esésvonalakban alakítják ki medrüket*. Ugyanez az eset az, mintha egy — négy sarkán kifeszített — vízhatlan, alulról helyenkint mozgatott vászonzfelületen vízcseppeket futtatunk végig. A vízcseppek mozgási iránya nem a vászonzfelület általános behajlási formájához, hanem a pillanatnyi legnagyobb esések vonalához igazodik. Nyilvánvaló, hogy ahol a lefelé guruló vízcsepp *viszonylagos* emelkedésre talál, ezt elkerüli. Ez a kép bontakozik ki előttünk, vizsgált területünkön is.

A Sanio, Montone, Camone, Senio, Sillaro és Idice folyók, hogy csak a legnagyobbakat említsem, valamennyien szigorúan ezt a törvényt követik. Velük párhuzamos vonalzású, vagyis a tényleges izobázisokra merőleges a Reno medre is Bolognán túl északra, mintegy 12—15 km távolságig. Ott hirtelen északnyugatnak, majd Cento alatt északkeletnek fordul, de nem ömlik — miként várható volna — valahol a Panaro torkolata táján a Póba, hanem S. Agostinonál délkeleti irányba csap (2. melléklet), és a Comacchio lagunát megkerülve önti vizét az Adriába.

Ennek a topográfiailag és morfológiailag megmagyarázhatatlan jelenségnek lényegében igen egyszerű dinamikai oka van. A Ferrara környéki, *viszonylag* emelkedő terület (3. melléklet) akadályozza meg a Reno folyót abban, hogy — miután a Pó felé vezető legrövidebb út nagyobb részét megtette — elérkezessék a Póig, hanem kénytelen a relatív emelkedés elől kitérni. (Természetesen: futása ott is, ahol eltér eredeti vonalzásától, az izobázisokra közel merőleges marad.)

Nyilván hasonló jelenség az oka annak, hogy a Berici halmokon és környékükön eredő és a Canale Gorzoneba ömlő folyók, még mielőtt elérhetnének az emelkedőben lévő Euganei dombok lábához, addigi északnyugat-délkeleti irányukat hirtelen megváltoztatják, és — éles szögben észak-déli irányba kanyarodva — kikerülik az erőteljesebben emelkedő térszint.

Érdeemes megfigyelnünk ezzel kapcsolatban a Pó folyót is. Ferrara és Polesella között belejut (szabályszerűen) a tényleges legnagyobb süllyedések térségébe. (A 2. mellékleten a -9 mm-es izobázissal határolt területész. A maradékizobázisok ábráján — 3. melléklet — ugyanez a terület a $+1$ és ± 0 mm-es görbék közé esik, tehát a szomszédos $+1$, $+2$ mm-es maradékizobázisoktól közrefogott területtel szemben valóban, viszonylagosan is süllyedő terület.) A folyó igyekszik még inkább süllyedő területet keresni. Nem talál. Ellenben *a lehető leghosszabb utat választva*, vagyis mintegy a -9 mm-es izobázishoz simulva, lerakja hordalékának jelentős részét, hogy megnövekedett energiával átvághassa magát Crespino irányában.

Ugyanez az eset ismétlődik meg a Pó főágával Adria város térségében, ahol a -30 mm-es tényleges izobázis vizsgált területünk legnagyobb süllyedését jelöli.

ÖSSZEFOGLALÁS

Az újabb, illetőleg régibb felsőolaszországi szabatos szintezések (1. ábra) eredményeinek összevetése kapcsán néhány elvi kérdés tisztázására, s ezekkel karöltve több gyakorlati megoldás kidolgozására törekedtünk.

1. Mindenekelőtt — a *névleges (nominális) magasságok* fogalmának meghatározásával (2. ábra) — tisztáztuk, hogyan kell megállapítani azt az időközt, amelyre a két szintezés eredményeiből számított magasságkülönbségek, azaz szintváltozások vonatkoznak.

2. Majd a vizsgálat tárgyául tett Pó-síksági hálózatrészen eljárást mutattunk be *relatív szintváltozási értékeknek — abszolút szintváltozási rendszerbe való átszámításra* (1. melléklet).

3. Javasoljuk a szekuláris változásokkal kapcsolatosan mind a magassági, mind a vízszintes összetevőket illetően, hogy a *tapasztalt eltéréseket nemzetközileg, egységesen, 10 évi időtartamra redukálva tegyük közzé és dolgozzuk fel* (2. melléklet), összhangban a thalattográf adatok hasonló feldolgozási módjával.

4. Eljárást mutatunk be az *állagizobázisoknak* és

5. a *regionális izobázisoknak* szigorúan helyhez kötött, számszerű előállítására (3. melléklet és 4. ábra).

6. Az utóbbiak és a vizsgált területre vonatkozó izosztatikus gravitációs anomáliák összevetésével diagrammokat szerkesztettünk abból a célból, hogy az *izoanomália-értékeket szintváltozási mérőszámokká számíthassuk át* (4. melléklet).

7. Ezen az alapon előállítottuk az alaphegységre, vagyis a szilárd kőzetburokra vonatkozó *alapizobázisokat* (5. melléklet).

8. Majd a regionális és az alapizobázisok egymásra vonatkoztatásával megszerkesztettük az *alaphegység tektonikáját kihangsúlyozó maradékizobázisokat* (6. melléklet).

9. Az alaphegység mozgásainak (6. melléklet), valamint a felszíni szintváltozások izobázisainak (2. melléklet) ismeretében lehetővé vált a *rétegtömörülés mértékének regionális értelmű meghatározása* (8. melléklet).

Rétegtömörülés (kompakció vagy konszolidáció) mindenütt van, ahol az alaphegységet laza üledék kisebb-nagyobb vastagságban takarja. A 8. melléklet a különböző vastagságú üledéktakaró regionális kompakcióját érzékelteti. (Tehát *nem* szintváltozási térkép!)

A negatív értéktartomány görbéi tisztán rétegtömörülést jelentenek. A pozitív értéktartomány görbéi pedig a mélybeni rögök emelkedésének felelnek meg olyan módon, hogy az emelkedést jelentő összes érték a rétegtömörülés helyi tényleges értékével csökkentve jelenik meg.

10. További két maradékizobázistérképet szerkesztettünk (3. és 9. melléklet) a mélytektonikai és a rétegtömörülési viszonyok részletesebb tanulmányozására.

11. Végül érintettük *a szintváltozások és a felszíni folyóvizek vízrajzának legfontosabb törvényszerű kapcsolatait is*, és ezekre példákat mutattunk be.

A szintváltozási viszonyok a felszínen általában nem figyelhetők meg, mert az igen csekély évi változásokat kiegyenlíti az erózió és az akkumuláció hatása. Mindamelllett a felszíni vízfolyások, legyenek azok kisebbek vagy nagyobbak, érzékenyen reagálnak mindezekre a változásokra. A folyók ugyanis elkerülik az emelkedő rögöket: mintegy lecsúsznak azokról; s viszont egyenesen beleszaladnak a süllyedő medencékbe, s bár ott folyamatosan kiejtik, lerakják a maguk hordalékát, amíg a mozgásviszonyokban változás nem következik be, nem tudnak szabadulni onnan. Ez a magyarázata annak, hogy hatalmas kiterjedésű süllyedő területeken, bár a mélyben egészen különböző intenzitással süllyedő rögök vannak, a felszínen — a sarkain kifejlesztett lepedőhöz hasonlóan — egységes sík, illetőleg enyhén ívelt térszín alakul ki. Így a Pó-síkság felszíne is.

12. *A gravitációs anomáliák és a szintváltozási mérőszámok közötti összefüggésre* vonatkozóan azt találtuk, hogy a keresett összefüggés csakis a regionális izobázisok felhasználásával állapítható meg. Az egész földfelületre érvényes összefüggésről ma még korai volna beszélnünk. Vizsgált területünkön *1 mgal változásnak évenként átlagosan 0,0136 mm szintváltozás jelel meg.*

IRODALOM

1. SALVIONI G.: Primo contributo sulla comparazione dei risultati fra la nuova rete altimetrica fonda e la vecchia livellazione di precisione. — Boll. di Geodesia e Scienze Affini. A. XII. N. 1. Firenze, 1953.

2. BENDEFY L.: A korszerű szabatos szintezés hibaforrásai. — Földmérési Közl. 6. évf. Bpest, 1954.

3. LASSOVSKY K—OSZLACZKY SZ: A Nap és a Hold gravitációs hatása a graviméterekre. — Geofizikai Közl. I. kötet 3. sz. — Bpest. 1952.

4. BENDEFY L.: Fejezetek a térképészeti földtan tárgyköréből. (Egyetemi előadások: jegyzet, XV. fejezet.) Budapest, 1953.

5. LEHRL FR.: Das Präzisions-Nivellement in der Österreichisch-Ungarischen Monarchie. — Publication für die Internationale Erdmessung. Die Astronom. — Geodät. Arbeiten d. K. u. K. Militär-Geogr. Inst. in Wien. VII. Bd. Wien, 1897.

6. BENDEFY L.: Felsőrendű szintezési hálózatunk az 1949. évi kiegyenlítés tükrében. — Földmérési Közl. 4. évf. 36—42 l. Bpest., 1952.

7. BENDEFY L.: 4. a. id. munka. XIV. fejezet.

8. POLLI S.: Il graduale aumento del livello del mare a Venezia, Trieste e Pola, — Trieste, 1946.

9. POLLI S.: Gli attuali movimenti verticali delle coste Italiane. Trieste, 1947.
10. POLLI S.: Il progressivo aumento del livello del Mare Mediter Venezia, 1948.
11. VECCHIA O.: Sui principali caratteri strutturali dell'Italia settentrionale dedotti delle misure gravimetriche Rivista di Geofis. Apl. An. XIII. N. 1. Milano 1952.
12. MORELI C.: La rete geofisica e geodetica in Italia nel suo stato attuale el nei suoi rapporti con la struttura geolog superficiale e profonda. Parte I. Trieste, 1946.
13. MORELLI C.: Rilievo gravimetrico e riduzione isostatica nell'Italia Nord-Orientale. Pubbl. dell'Ist. di Geod. e Geof. dell'Univ. di Padova. N. 6. — 1951.
14. MORELLI C.: Rilievo sperimentale gravimetrico-magnetico nell'avampese dei Colli Euganei. Pubbl. dell'Ist. Naz. di Geofisica. N. 222. Roma, 1950.
15. *Carte géologique internationale de l'Europe*. Feuille 31. (C. V.). Berlin, Edit. D. REIMER.
16. ATHY L. F.: Density, porosity and compaction of sedimentary rocks. Bull. of the Americ. Ass. of Petrol. Geolog. Vol. 14. Nm. 1. Year 1930.
17. GÁRDONYI J.: A régi felsőrendű szintezési alappontok magasságainak változásai. (All. Földm. Közl. II. sz.) Bpest, 1932. (Megjelent a Geodéziai Közl. 1932. évf.-ban is).
18. Kéziratok feljegyzések anyagából.
19. PACELLA G. B.: Livellazioni e movimenti verticali regionali. Trieste, 1947.
20. SCHEFFER V.: Izosztázia. M T. A. Músz. Tud. Oszt. Közl. V. kt. 1—2. sz. 166 l. — Bpest, 1952.
21. KÄÄRIÄINEN E.: Adatok a finnországi talajemelkedésekhez. Geod. Közl. 1949. évf. 69—72. l. Bpest. (Eredetije a BONSDORFF-émlékkönyvben. A Finn Geodéziai Int. kiadványa. 36. sz. Helsinki, 1949.) és KÄÄRIÄINEN E., On the recent uplift of the Earth's crust in Finland. — Veröff. d. Finn. Geod. Inst. No. 42. — Helsinki, 1953.
22. GUTENBERG B.: Changes in sea level, postglacial uplift, and mobility of the Earth's interior. Bull. of the Geol. Soc. of America. Vol. 52. Washington, 1941.
23. Példa kedvéért lásd: MORELLI C. Rilievo sperimentale gravimetrico — magnetico nell'avampese dei Colli Euganei. Parte I. Pubbl. dell'Ist. Naz. di Geofisica N. 222 Roma, 1950. — Fig. 7., és MORELLI C. Rilievo gravimetrico sperimentale nella zona di Zuale (Trieste). Pubbl. Osservat. Geofisico. N. 17. Trieste, 1950. — Fig. 2.
24. FACSINAY L.: A gravimétermérések korszerű értelmezésének módszerei. — Methods for modern interpretation of gravimeter-measurements. Geofizikai Közl. II. kt. 11. sz. Bpest, 1953.
25. ATHY L.: F, 16 a. id. m. 2. és 4. ábra.
26. ATHY L.: F, 16 a. id. m. 3. ábra.
27. SCHEFFER V.: 20 a. id. m. 156 és 161. l.
28. Idézett helyeket lásd pl.: *Stielers Handatlas*. Gotha, 1925/26. Ed. Justus Perthes. — 20. l.
29. U. ott 20. térképlapon.
30. SCHEFFER V.: 20 a. id. m. 157. l.
31. NOPCSA F.: Zur Geschichte der Adria. Eine tektonische Studie. Zeitschrift der Deutschen Geolog. Ges. Bd. 84. Heft 5. Jahrgang 1932.
32. SZEBÉNYI L.: Rétegtömörülés (kompakció) szerkezetképző hatása. 7 db. melléklettel. (Kézirat) Bpest, 1953.
33. SCHMIDT E.: R, Műszaki geológiai problémák. Bány. és Koh. Lapok. 1943. évf. 21—23. sz. Bpest.
34. SCHMIDT E.: R. Geomechanikai tanulmányok a nagytektonika és a bányageológia köréből. Bány. és Koh. Lapok. 1944. évf. 8—10. sz. Bpest.
35. LEGRAND J.: Oscillations périodiques du niveau marin moyen annuell (N. M. A.) Leurs rapports avec le climat. Bull. Géod. An. 1937. N° 56. Paris.
36. SZEBÉNYI L.: 32. a. id. m. ezt a kérdést tényleges méréseredmények alapján részletesen tárgyalja.
37. SCHAFÁRZIK F.: A budapesti Duna paleohidrográfiája. Földt. Közl. XLVIII. kt. 184—200. l. Bpest, 1918.
38. VENDL A.: Hidrológiai és tektonikai vonatkozások. Hidrol. Közl. II. kt. 10—17. l. Bpest, 1928.

Felelős kiadó: Solt Sándor

Műszaki felelős: Rózsa István

Megrendelve: 1954. III. 16. — Imprimálva: 1954. IV. 21. — Papiroslapok: 70/100.
A könyv azonosságai száma: 1425. — Ivek száma: $3\frac{3}{4}1\frac{1}{8}$ ($5\frac{1}{4}1\frac{1}{8}$). — Ábrák száma: 5 + 5 db melléklet
Példányszám: 500.

Ez a könyv az MNOSZ 5601—50 Á és MNOSZ 5602—50 Á szabványok szerint készült.

5845. Franklin-nyomda Budapest, VIII., Szentkirályi-utca 28.
Felelős: Vértés Ferenc.

К. ПОШГАЙ И Я. Эрош:

OB ОПРЕДЕЛЕНИИ СКОРОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ
ВОЛН В СЛОЯХ, ЗАЛЕГАЮЩИХ БЛИЗ ДНЕВНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Описывается авторами метод, при помощи которого определяются скорости распространения сейсмических волн в слоях, залегающих близ дневной поверхности. Определения из скважин, пересекающих вышеупомянутые слои и располагающихся друг близ друга — выполняются обычным прибором, применяемым при сейсмических полевых работах. В статье показан пример для выделения инвертных по пластовым скоростям слоев и тонких слоев, не появляющихся в первом вступлении.

K. POSGAY—J. ERŐS

DETERMINATION OF THE PROPAGATION RATE OF SEISMIC WAVES
IN LAYERS CLOSE TO THE SURFACE

Authors are describing a procedure by means of which the rate of layers close to the surface may be determined from drillings transversing the layers and close to each other with an instrument used at seismic field measurements.

The report of inverse layers and blind zones are shown by means of example.

RENGÉSHULLÁMOK TERJEDÉSI SEBESSÉGÉNEK MEGHATÁROZÁSA
FELSZÍNKÖZELI RÉTEGEKBE

POSGAY KÁROLY és ERŐS JÁNOS

BEVEZETÉS

1933 óta a szeizmikus refrakciós eljárást sok esetben eredményesen alkalmazták sekély geológiai szerkezetek kimutatására. [1, 2, 3, 4] Ezek a mérések a szakirodalom szerint a kutatófúrásoknál kisebb költséggel nyújtanak jó tájékoztató képet, s eredményeik legtöbb esetben felhasználhatók nagyobb mérnöki létesítmények (völgyzárógáták, alagutak, utak, vasutak, nagy épülethozsoportok stb.) tervezésénél.

1947 után a hazai szeizmikus kutatás nagy mértékben fellendült [5], s 1952 őszén kísérleteket kezdtünk kismélységű szerkezetek kimutatására is. Méréseinknél a tervezett nagylétesítmények fontossági sorrendjét tartottuk szem előtt, s legelső kísérleti méréseink helyéül sem választottunk olyan területet, melyen a külföldi leírások szerint biztos eredményeket várhattunk volna. Így nem csupán geológiai szerkezetek meghatározása volt a feladatunk, hanem elsősorban azt kellett megállapítanunk, hogy

- a) a kérdéses geológiai szerkezet méréseinkkel kimutatható-e, s hogy
- b) a nyert kép megbízhatósága megfelel-e a gyakorlati követelményeknek.

A kézirat 1954 március 5-én érkezett be.

Rövidesen kitént, hogy a sekélyrefrakciós külszíni méréseket ki kell egészítenünk olyan mérésekkel, amelyek lehetővé teszik:

a) a méréseinkkel kimutatott szintek és az ellenőrző fúrásokkal feltárt geológiai rétegek megbízható azonosítását,

b) a sekélyrefrakciós külszíni méréseknél nem jelentkező rétegek kimutatását (jelentős esetek: inverz és átlótt [6] (rétegek), azaz meg kell határozni az egyes rétegekben a rezgéshullámok terjedési sebességét.

Feladatunk a felszín alatt 10–20 méterre levő szintek kimutatása volt, ezért szükségesnek látszott, hogy méréseinknél 1–2 méter vastag rétegek sebességértékének meghatározására is törekedjünk.

Előkészületek

Először olyan eljárás kidolgozására törekedtünk, amelyet meglévő szeizmikus műszerünk kisebb átalakításával elvégezhetünk, miután a folyamatban lévő terepmérésekkel kapcsolatban kellett sebességmeghatározásainkat végezni.

Műszerünket kis mértékben átalakítottuk. Szeizmométereink illeszkedő felületeinek belakkozásával gondoskodtunk arról, hogy kismélységű fúrólyukba eresztve a szeizmométerekbe a víz ne hatolhasson be. Az erősítők identitását ellenőriztük. A regisztráló egység optikájában a parallaxis hibákat kiküszöböltük, a regisztráló papír sebességét 2 m/s-ra növeltük és a galvanométerekre eső fény erősségét nagyobb teljesítményű izzó túlzítással megnöveltük.

Először a mélység szerkezet kutatásban általánosan használt vertikális lyukszelvényezéssel [7, 8] kísérleteztünk. Sekély lyukban robbantottunk, s a kérdéses rétegeket harántoló fúrásba leeresztett szeizmométerrel mértük a rengéshullámok terjedési idejét. A robbantólyuk kifáradásának figyelembevétele és a mérés legszabatosabb kivitele [9] mellett sem kaptunk megbízható eredményeket.

A fordított eljárás (a kérdéses rétegekben robbantva és a felszínen észelve) szintén nem volt eredményes.

A terjedési idők mindkét esetben oly nagy szóródást mutattak (kb. 1–2 millisekundum), hogy megbízható rétegssebességek meghatározására nem voltak alkalmasak. Valószínűnek tartjuk, hogy ezek a módszerek csakis a legkedvezőbb esetben vezethetnek eredményre, s a tapasztalt szóródás a fúrólyukaknak és környéküknek megváltozásával (átmérováltozás, öblögetővíznek a rétegekbe hatolása) és a robbantási körülmények eltérő voltaival indokolható. Az elmondottak alapján nem tartjuk valószínűnek, hogy a felszínközeli laza, kevésbé konszolidált rétegekben a folytonos lyukszelvényezéséhez hasonló eljárások [10, 11] pontosabb eredményeket adnának. Ezekről az eljárásokról pontosabb eredményt csak oly kedvező területen várhatunk, ahol az előbb felsorolt kedvezőtlen körülmények hatása elhanyagolhatóan kicsi, s az eredményeknek (a méréseinknél a tapasztaltnál kisebb) szóródása a méréseknél használt műszerre vezethető vissza. Kilczer Gyula ajánlotta, hogy egymástól kis távolságban lemélyített fúrólyukokban a robbantás mélységében észelve kíséreljük meg a rengéshullámok sebességének meghatározását. Tanácsa szerint dolgoztuk ki a későbbiekben ismerttetett eljárást, mellyel néhány kísérlet után jó eredményeket értünk el.

White és Sengbush a felszínközeli rétegek elasztikus tulajdonságainak megállapítására végzett méréseiknél a vertikális sebességmeghatározás mellett

hasonló eljárást is alkalmaztak [12]. Egymástól 10 lábnyira 3 vagy 5 fúrás mélyítették le. Az elsőben rengéseket keltve, a többiekben a rengéskeltés mélységében elhelyezett kristályfelvevőkkel mérték a rengéshullámok terjedési idejét (filmregisztrálással), s a fúrások közötti távolság és a rengéshullámok terjedési időkülönbségének arányaként számították a rétegekben a horizontálisan haladó hullámok sebességét. Az észlelést 10 láb mélység-változtatással végezték.

Mérési eljárás

Előkészületeink folyamán az a meggyőződés alakult ki bennünk, hogy csak White és Sengbush eljárásához hasonló mérésektől várhatunk megbízható eredményeket. Véleményünk szerint műszerünk kisebb pontosságú, és területünk a mérések szempontjából kedvezőtlenebb volt. Megbízható sebességértékek elérésére szükségesnek tartottuk, hogy a fúrólyukak nagyobb távolságban legyenek egymástól. Négy fúrásban végeztük méréseinket. Az első fúrólyuktól a többit egyenes vonalban 5 méter, 10 méter és 30 méter távolságban mélyítettük le. A nagyobb lyukközök miatt célszerűnek tartottuk, hogy a fúrások helyét a szelvénynek olyan szakaszán tűzzük ki, ahol külszíni méréseink szerint a külszínnel közel párhuzamos település volt várható, hogy eredményeink könnyen értelmezhetők legyenek. Az első fúrólyukban robbantottunk, s a többiben a robbantás (külszíntől számított) mélységében elhelyezett szeizmométerekkel mértük a rengéshullámok terjedési idejét. A robbantási körülmények változásából származó bizonytalanság elhárítására nem a robbantás pillanatát regisztráltuk, hanem a terjedési időket a robbantáshoz közeleső fúrásban lévő szeizmométer kiütésétől számítottuk. A szelvényezés szintjét a várható talajviszonyok szerint 0,5—1 méterrel csökkentettük.

Megjegyezzük, hogy a szeizmométereket csövezett fúrólyukba eresztettük le, s csak a robbantólyukban húztunk csövet.

Kiértékelési eljárás

Alapfeltevéseink megegyeztek az alkalmazott szeizmika szokásos közelítéseiével: homogén, izotróp, sík lapokkal, éles határfelületekkel elválasztott rétegeket feltételeztünk, melyekben a szeizmikus hullámok terjedése az optikai hullámok terjedésével azonos módon tárgyalható a Snellius-Descartes és Huyghens törvények alapján.

Csakis az első beérkezéseket értékeltük ki. Amennyiben a réteg egy nagyobb sebességértékű réteggel határos, nemcsak a direkt hullám, hanem a határfelületen refraktált hullám jelentkezésével is számolnunk kell.

A direkt hullámra vonatkozóan

$$t = \frac{s}{v}$$

A refraktált hullámra vonatkozóan

$$t_r = \frac{s}{v_2} + 2 \frac{h - H}{v_1} \cos i_{12}$$

ahol t és t_r a beérkezési időket,
 s a robbantási és észlelési hely távolságát,
 v (v_1, v_2) a sebességeket,
 h a határfelületnek a felszíntől számított mélységét,
 H a robbantásnak a felszíntől számított mélységét és
 i_{12} a teljes visszaverődés határszögét jelenti.

A robbantáshoz közeleső fúrólyukban elhelyezett szeizmométer csatornáján észlelt beérkezéstől számítottuk a másik két csatornán észlelt beérkezési időt. Az így nyert terjedési időkülönbség két egyenlettel jellemezhető. Azonos (direkt, illetve refraktált) hullámok terjedési idejének különbségét észlelve

$$\Delta t = \frac{\Delta s}{v},$$

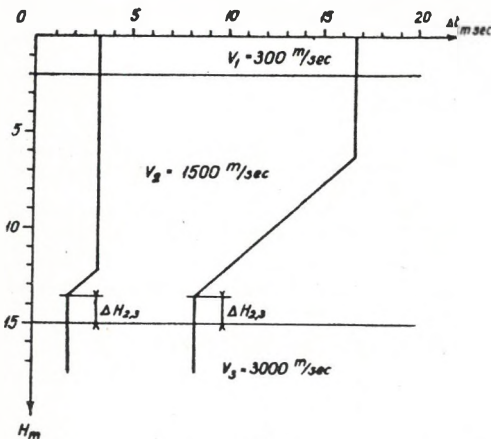
míg a közeli csatornán a direkt hullámot, a távolabbin a refraktált hullámot észlelve

$$\Delta t_r = \left(\frac{s_2}{v_2} - \frac{s_1}{v_1} \right) + 2 \frac{h-H}{v_1} \cos i_{12},$$

ahol s_2 a távoli,

s_1 a robbantólyuk-közeli szeizmométer távolsága a robbantási ponttól.

Az azonos hullámfajták (vagyis külön a direkt és külön a refraktált hullámok) beérkezésének időkülönbsége egy-egy szakaszon belül állandó. Ábrázolásakor függőleges egyenest (lásd az 1. ábrán, tetszőlegesen felvett értékekből szerkesztett vázlatot), míg a két különböző fajú hullám beérkezési időinek különbségét ábrázolva



1 sz. ábra

1. ábra. Tetszőlegesen értékekből szerkesztett vázlat

$$\frac{\partial \Delta t_r}{\partial H} = -2 \frac{\cos i_{12}}{v_1}$$

iránytangensű egyenest kapunk. Ennek az egyenesnek és a nagyobb sebességértékű rétegben ábrázolt függőleges egyenesnek metszéspontja nem a réteghatáron van (még a robbanópont-közeli szeizmométerhez is egy ideig a refraktált hullám előbb érkezik, mint a direkt hullám), hanem

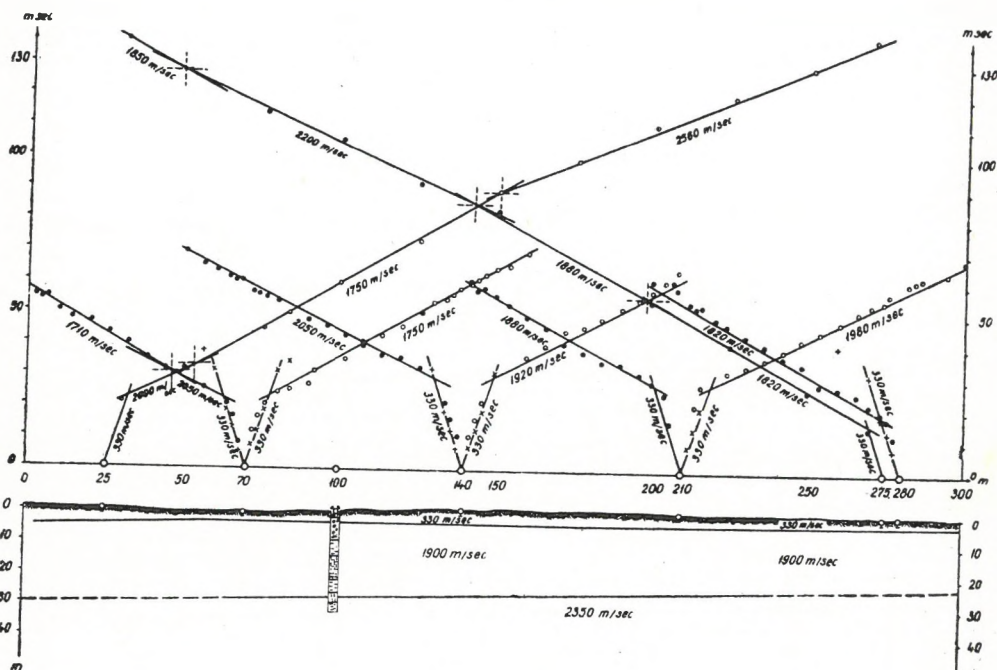
$$\Delta H = \frac{s_1}{2 \cos i_{12}} (1 - \sin i_{12})$$

értékkel tolódik el a két különböző sebességű közeget elválasztó réteghatártól a kisebbik sebességű réteg felé.

A két réteg sebessége a függőleges egyenesek időkoordinátájából meghatározható.

Példa

Csoportunk egyik feladata negyedkori dunalerakódások elválasztása volt a feltételezhetően konszolidáltabb oligocén rétegektől. 3–5 méter vastagságú, felszíni, agyagos, homokos, iszapos ártéri kiöntéstermékek alatt az óholocén Duna 5–20 méter vastagságú terraszkavicsa volt található. A terraszképződmény bázisa oligocén homokkő és agyag volt.



2.sz. ábra

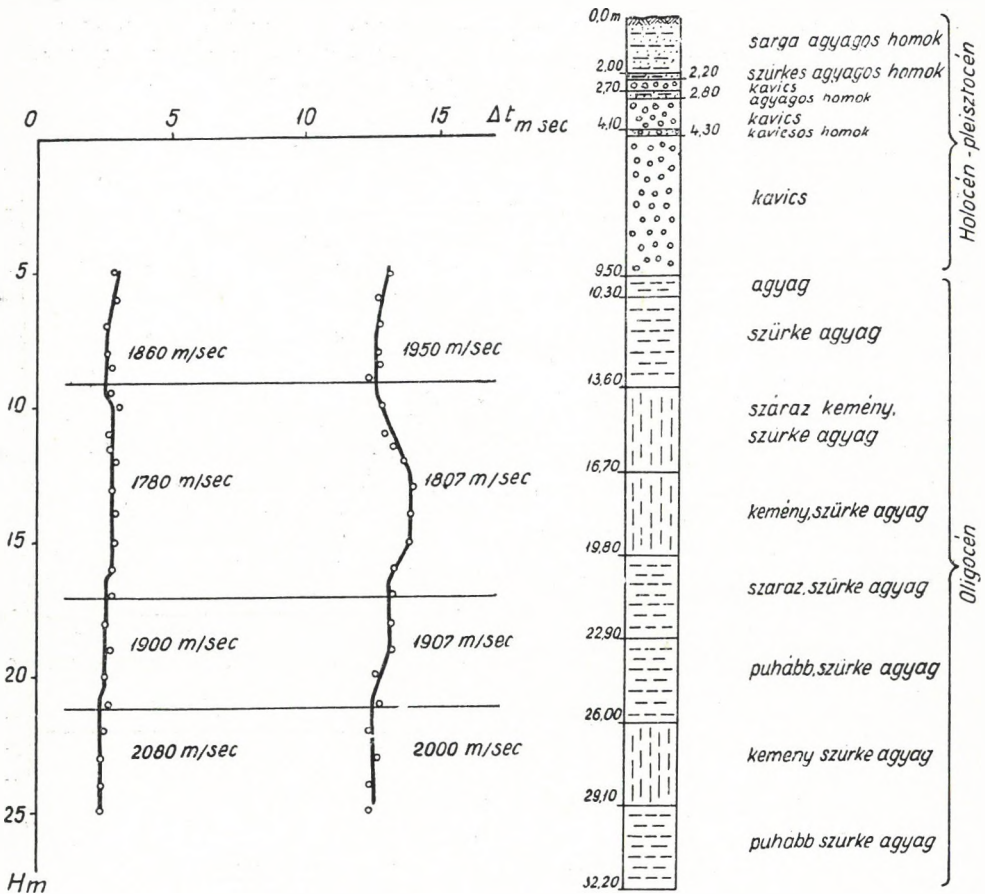
2. ábra. Külszíni sekélyrefrakciós szelvény beérkezési időgörbéi

A homokkő sebességértéke erősen eltért a negyedkori fedőrétegektől, s felszínét sekélyrefrakciós mérésekkel meghatározhattuk. Az oligocén agyag és a terraszkavics határát viszont felszínen végzett sekélyrefrakciós mérésekkel nem tudtuk kimutatni. Jelentkezett ugyan a terraszkavics sebességértékénél nagyobb sebességgel egy szint, de számított mélysége lényegesen eltért az ellenőrző fúrásokban feltárt kavics-agyag határ mélységétől (a 2. ábrán az utóbbi szelvénynek egy szakasza látható).

Rétegsébségmeghatározó méréseinkhez szükséges fúrásainkat a szelvényen a 100 méteres szelvénykarószámánál látható ellenőrző fúrás mellett a 105 méteres, 110 méteres és a 130 méteres szelvénykarószámánál mélyítettük le. A robbantásokat egy méterenként végeztük, de a kavics-agyag határ közelében, 8 és 12 méter között, félméterenként változtattuk a szelvényezés mélységét.

A robbantólyuk-közeli szeizmométer kiütésétől mért terjedési időkülönbséggörbék (3. ábra) megmagyarázták a felszínről végzett sekélyszeiz-

mikus mérések eredménytelenségét: a kavicsban a rengéshullámok sebessége nagyobb, mint az agyag felső szintjeinek sebességértéke (inverz réteg).



3. ábra. Sebességmeghatározás terjedési időkülönbséggörbéi és a robbantóluk geológiai szelvénye

Összefoglalás

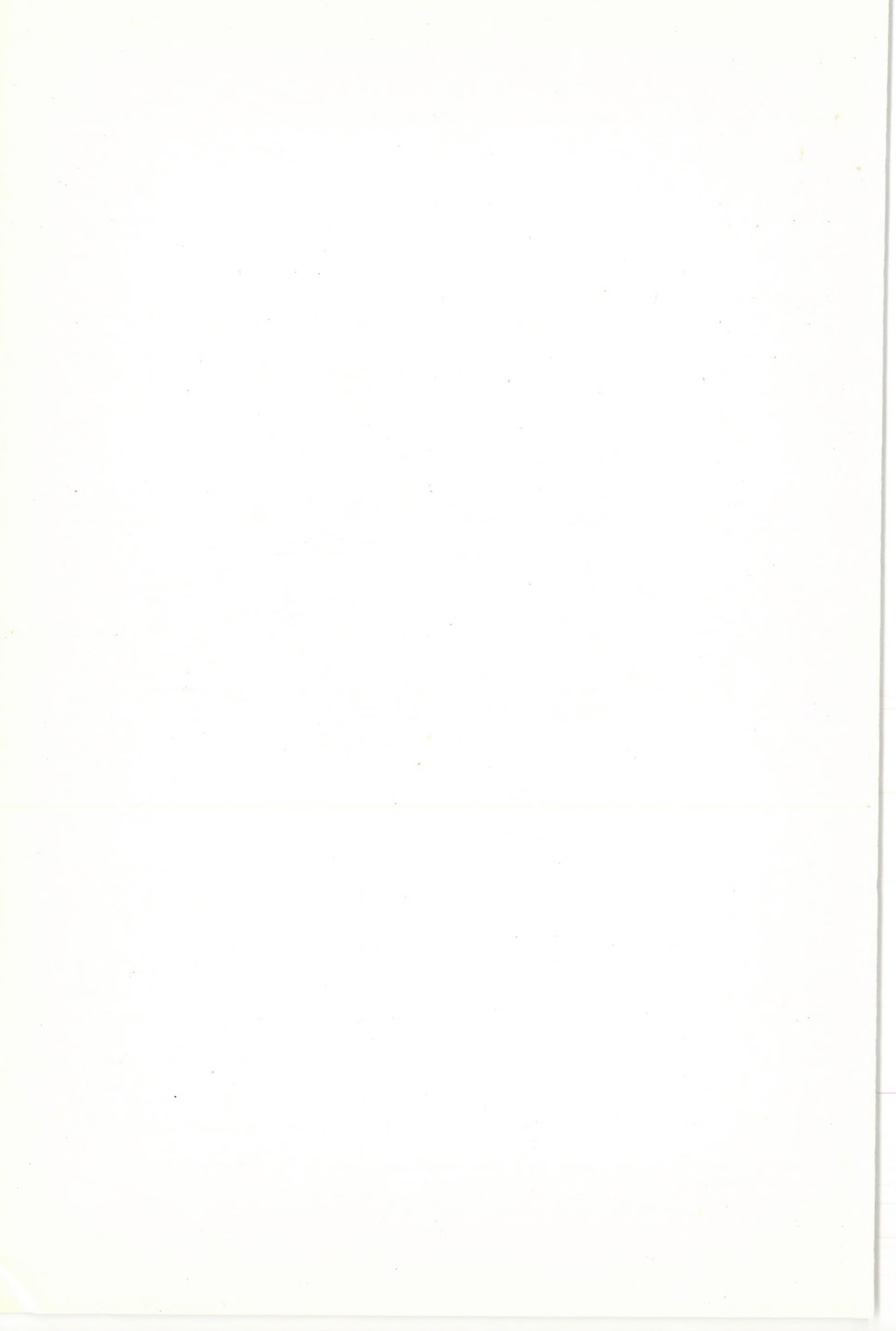
Kidolgoztunk egy olyan eljárást, amelynek segítségével a felszinközeli rétegek sebességét szeizmikus terepméréseknél használatos műszerrel négy, egymáshoz közellevő, a rétegeket harántoló fúrásból meg lehet határozni.

Mint a bemutatott példa bizonyítja, a sebességmeghatározó eljárás lehetővé teszi az inverz és átlótt rétegek kimutatását, továbbá segítséget nyújt a felszínen végzett sekélyszeizmikus mérések értelmezésénél, azok használhatóságának és pontosságának meghatározásánál.

A közölt eljárás laza, könnyen omló rétegek sebességének meghatározására is nagy pontossággal alkalmazható.

IRODALOM

1. *R. W. Moore*: Geophysical methods in highway engineering problems. *Geophysics*. 1952. July. 505–530. old.
2. *H. Hedström* and *R. Kollert*: Seismic sounding of shallow depths. *Tellus*, Volume 1. Nr 4. November 1949.
3. *Dr. K. Keil*: *Ingenieurgeologie und Geotechnik*. Halle, 1951. 435. old.
4. *E. Schultze* und *H. Muhs*: *Bodenuntersuchungen für Ingenieurbauten*. Berlin, 1950. 14. old.
5. *Dombai T.*: A hazai szeizmikus kutatások. Magyar Tudományos Akadémia Műszaki Tudományok Osztályának Közleményei. Budapest, 1952. 91. old.
6. *L. D. Leet*: *Practical seismology and seismic prospecting*. New-York, 1938. 148. old.
7. *Szorokin – Uriszon – Rjabinkin – Dolickij*: A kőolajkutatás geofizikai módszerei. Dr. Viczián fordítása. Budapest, 1953. 342. old.
8. *C. A. Heiland*: *Geophysical exploration*. New-York, 1950. 465. old.
9. *Faust – Swan – Kendall – Sparks – Owen – Lyons – Cady*: The need for quantity and quality in velocity surveys. A symposium. *The oil and gas journal*. 30. March, 1953. 119–137. old.
10. *C. B. Vogel*. A seismic velocity logging method. *Geophysics*. Vol. XVII. Nr 3. July 1952. 586–597. old.
11. *G. C. Summers* and *R. A. Broding*: Continuous velocity logging. *Geophysics*. Vol. XVII. Nr. 3. July 1952. 598. old.
12. *J. E. Wite* and *R. L. Sengbush*: Velocity measurements in nearsurface formations. *Geophysics*. Vol. XVII. Nr. 1. Jan. 1953. 54–69. old.



Я. Л А Н И :

ОБУСЛОВЛЕННЫЕ АВТОМАШИНАМИ КОЛЕБАНИЯ ДОРОГ И ИХ ИЗМЕРЕНИЕ
СЕЙСМИЧЕСКИМИ ИЗМЕРИТЕЛЬНЫМИ ПРИБОРАМИ

Takie mérések a legelőször voltak elvégezve Magyarországon. A cikkben leírják a mérési berendezéseket, a mérési módszert és az eredmények értelmezését. Megadják az energiák, amplitúdák, frekvenciák, a megrázkódás útjának és a földnek a tömegét.

J. L Á N Y I :

MEASUREMENTS OF ROAD VIBRATIONS DUE TO MOTOR VEHICLES
BY MEANS OF SEISMIC INSTRUMENTS

It is the first time that this kind of measurements has been carried out in Hungary. Author is discussing the measuring instruments, the measuring method and the interpretation of the oscillograms obtained. He presents the results concerning frequency, amplitude and energy of road vibrations as well as the results obtained for the mass of the vibrating road and the ground.

**GÉPJÁRMŰVEK ÁLTAL OKOZOTT ÜTREGÉSEK MÉRÉSE
SZEIZMIKUS MÉRŐESZKÖZÖKKEL**

LÁNYI JÁNOS

Az Autóközlekedési Tudományos Kutató Intézet felkérésére a Geofizikai Intézet Szeizmikus Osztálya Magyarországon először végzett az útregésekre vonatkozó méréseket.

Ezekről a mérésekről és vizsgálatokról számol be ez a cikkem.

Közlekedés okozta rázkódásokat eddig is mértek különböző szeizmikus eszközökkel, mint pl. a dr. Geiger-féle vibrográffal, Spindler és Hoyer-féle szeizmograffal, vagy Schneck-Dankstatt-féle amplitudómérővel, valamint dr. Ambron-féle piezokvarc gyorsulásmérővel.* Ezek a készülékek, a piezokvarc gyorsulásmérő kivételével, egy rezgő, nehéz tömeg tehetetlenségi hatásán alapulnak. A céljuk azonban nem felelt meg teljesen, mert saját rezgéseiket nem sikerült kiküszöbölni, azonkívül a feljegyzett amplitúdók a készülékek aránylag kis nagyítása miatt nehezen voltak kiértékelhetők és ezért a kapott eredmények — 90 + 250 százalékos eltérést mutattak a más mérőeszközök (mint pl. a kvarc gyorsulásmérő) adataival szemben.

A piezokvarc gyorsulásmérőnél egy kb. 500 grammos acéltömeg nyomást fejt ki egy sor párhuzamosan kapcsolt és arannyal bevont piezoelektromos kvarclapra, melyekről a nyomásváltozások következtében keletkezett elektro-

* Risch: Messungen von Verkehrserschütterungen.
A kézirat 1954 április 7-én érkezett be.

mos töltések kivezethetők. Mivel ezek a kapott feszültségek igen kicsinyek, ezért azokat egy alacsony frekvenciás, elektroncsöves erősítővel fel kell erősíteni. A felerősített rezgések ezután regisztrálhatók. A regisztrálás többnyire fényérzékeny papíron történik az időjelzéssel együtt. Ennél az eljárásnál az erősítőt a gyorsulásmérővel összekötő vezetékeket a káros kapacitív veszteségek csökkentése céljából rövidre kell venni és így a gyorsulásmérőt és az erősítőt egymáshoz közel kell elhelyezni. Ennek következtében az erősítő egyes alkotórészeinek rezgései az eredményt meghamisíthatják.

A mai fejlett szeizmikus mérőeszközök használata az említett mérőeszközökkel szemben számos előnyt ígér. Önrezgések csak a szeizmométernél és a galvanométer szalon léphetnek fel. Elektrodinamikus rendszerű, modern geofon önrezgésszáma 5—6 Hz között mozog, tehát a mérendő rezgésszámok alatt van, a hűros galvanométeré pedig 150—250 Hz között, ami viszont — a mérések eredménye szerint — a mérendő frekvenciáknál nagyobb. Ezenkívül a szeizmométernek és a galvanométernek önrezgése párhuzamosan kapcsolt, megfelelő nagyságú ellenállásokkal aperiodikusra csillapítható és így azok gyakorlatilag híven regisztrálják a talajmozgást. Az elektrodinamikus szeizmométer érzékenysége ezenkívül messze felülmúlja a piezokvarc gyorsulásmérő érzékenységet, úgyhogy jóval kisebb erősítést használhatunk, ami abból a szempontból előnyös, hogy a nagyobb erősítésnél jelentkező csőzörejek és az elektroncsövek és egyéb alkatrészek mikrofonikus torzításai nem jelentkezők. Végül nem megvetendő előnye ennek a mérőeszköznek, hogy jóval olcsóbb, mint a piezokvarc gyorsulásmérő készülék.

A mérőeszköz, amellyel a méréseket végeztük, ilyen elektrodinamikus rendszerű torziószálas, vertikális szeizmométerből, egy ehhez tervezett négy fokozatú erősítőből és egy — hat galvanométert tartalmazó — regisztráló berendezésből állott, amelyhez még egy időjeleket szolgáltatató négyszög oszcillátort építettünk. A berendezés egyes részei szeizmikus mérésekhez készültek, azonban ezeket a célnak megfelelően ideiglenesen átalakítottuk. Így pl. a regisztráló berendezésben három galvanométer elé feszültségosztót építettünk be olyképen, hogy az egyik (szélső) galvanométer az erősítőből kijövő teljes feszültséget kapta, a második ennek kb. kétharmad részét, a harmadik pedig egyharmad részét. Ennek a célja az volt, hogy a legérzékenyebb galvanométer már aránylag nagy távolságról jelezze a gépkocsik által keltett útmozgásokat, viszont a kevésbé érzékenyek a szeizmométer közelében elhaladó autók által keltett nagy amplitudójú rezgéseket regisztrálják, amelyeknél az első galvanométer már a fényérzékeny papírról lefutó kilengéseket ad. Ez az eljárás igen jól bevált, mert — mint a mérések mutatták — a közeli és távoli gépkocsik által okozott útregések között olyan nagy amplitudó különbségek voltak, amelyek egyforma érzékenyséű galvanométerekkel nem foghatók át. A negyedik galvanométerbe vezettük a négyszög generátor jeleit, míg a másik két csatorna használaton kívül maradt. Az 1. ábrán látható a berendezés összeállítási rajza. Ezzel a berendezéssel mérték meg az útregések vertikális összetevőit a múlt év október hó 22-én Répáshután és Jávorkúton, 23-án Miskolc közelében a 3. számú műuton a 172—173 kilométerközött és 24-én a mátrafüredi műuton a 3. számú kilométerkönél. A répáshutai és jávorkúti út hegyi terepen húzódó makadám út volt, amely triászkori kemény agyaggalából, homokkőből és mészkőből álló hegyek oldalában épült. A 3. számú műút riolit altalajon épült több rétegből álló műút, melynek rétegei alulról felfelé: 15 cm laza útalap, 10 cm kavicsos andezit, 60—70 cm lehengerelt andezit töltés és 4 cm topeka

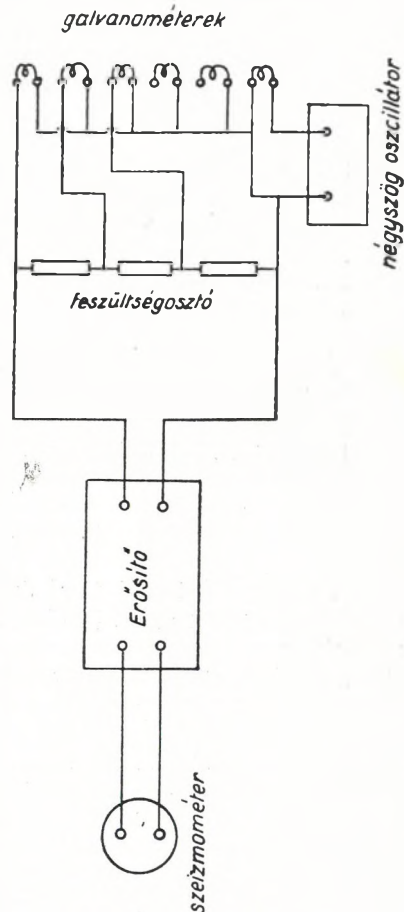
(aszfalt). A mátrafüredi műút szintén topeka út, melynek alapozása ismeretlen, altalaja pedig andezit kőzet.

A mérések oly módon folytak le, hogy a szeizmométert az út szélén helyeztük el, a kísérleti autók pedig az út közepén, a geofontól kb. 4 m távolságban elrohogtak. A felvételeket úgy vettük fel, hogy a gépkocsik által keltett rezgések a közlekedéstől a távolságig az észlelhető legkisebb amplitudóig rajta legyenek. Ez kb. 8—200 m úttávolságnak felelt meg, az autók sebességétől függően. A gépkocsik nagyrésze jókarban lévő, 3 tonnás Csepel teherautó volt, melyek megterhelés nélkül, működő motorral haladtak át a mért útszakaszon. Felvételeket készítettünk ezenkívül Skoda személyautóról és 5 tonnás, teljes terheléssel futó Csepel teherautóról is, valamint egy pótkocsival ellátott 3 tonnás Csepel teherautóról.

A felvételek kiértékelése során először is megállapítást nyert, hogy a kapott rezgések nem periódusosak. Ez várható volt, mert a többi összetevő mellett, amelyek periódusosak, mint pl. a kerékfordulatok, a motor által okozott rezgések stb. feltétlenül jelentkezni kellett az út egyenletlensége által okozott lökéseknek, amelyek nem periódusosak. Ez a körülmény igen megnehezíti a kapott rezgésgörbék matematikai analízisét. Ha egy szeizmogrammon levő görbét teljes egészében akarunk függvény formájában előállítani, akkor igen sok adathból kellene az analízist végrehajtani valamilyen közelítő módszerrel, mint pl. a Jordán-féle, vagy Fourier-féle sorbafejtéssel. Ez az eljárás nem egyszerű és a gyakorlatban nem használható.

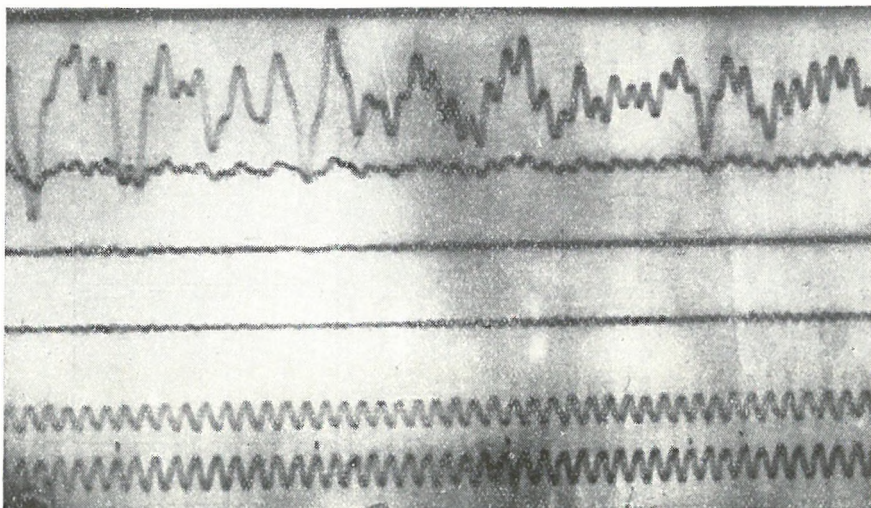
Szerencsére vannak olyan részek a szeizmogramokban, ahol bizonyos szakaszon útegyenletlenségek nem jelentkeznek és így itt a rezgések periódusosnak tekinthetők. Az így periódikusnak feltételezett függvény Fourier sorral előállítható, a számítási munka egyszerűbb, és képet nyújt a felvett rezgések harmonikus összetevőiről.

A gyakorlatban először statisztikusan értékeltük ki a felvételeket. Utak szerint csoportosítva megállapítottuk a szemmel széjjelválasztható rezgések frekvenciáit és maximális amplitudóit. Ennek során megállapítható volt, hogy van egy alacsonyabb rezgésszámú hullám, melynek frekvenciája 10 és 20 Hz között változik, a gépkocsik sebessége, típusa és utak szerint (legtöbbször 12—16), és egy magasabb rezgésszámú, melynek frekvenciája ugyaannál az útnál állandó és kizárólag az úttól függ. Ez utóbbi az út (és a vele kapcsolatos altalaj) önrezgésszáma, melyről dobbantások felvételével meggyőződünk.



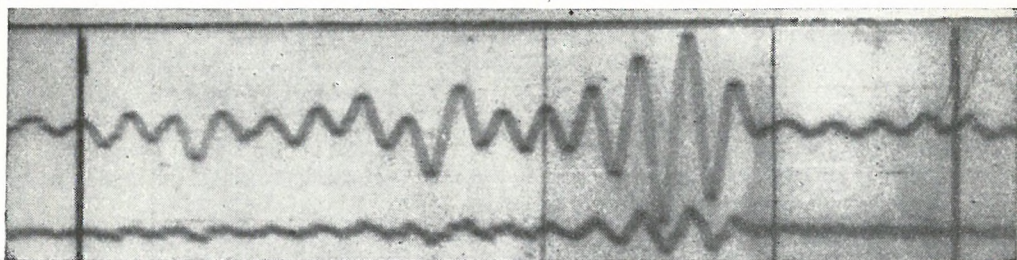
1. ábra. Összeállítási vázlat a mérőeszközről

Az alacsonyabb rezgésszámú impulzusok — Az Autóközlekedési Intézet vezetőjének és mérnökeinek véleménye és az általuk végzett mérések eredményeinek alapján — minden valószínűség szerint az alvázat tartó rúgók rezgéseitől erednek.



2. ábra. Útregzési szeizmogramm

Világosan látható továbbá a felvételeken, hogy az út önrezgésének és az alvázlendések amplitúdójának egymáshoz való aránya nem állandó végig az egész szeizmogrammon. Azon a részen, amikor az autó a geofontól távol volt, az útregzések az alváz lendései mellett alig láthatók, míg azokon a részeken, amikor a gépkocsi a szeizmométer közelében haladt el, az útregzések igen nagy amplitúdóval jelentkeznek. Ez arra enged következtetni, hogy a talaj a magasabb frekvenciájú útregzéseket nagyobb mértékben nyeli el, mint az alacsonyabb frekvenciájú alvázlendéseket.



3. ábra. A kiértékelt szeizmogrammban lévő dobbantásos részlet

Jól meg lehetett még figyelni a Doppler-effektust is.

Az alábbiakban feltüntettem a szeizmogrammból összeállított rezgésszám és maximális amplitúdó adatokat, melyekből kitűnik, hogy a 3. számú

műút rezgésszáma a 172—173 kilométerkőnél 44 Hz, a mátrafüredi műút a 3. számú kilométerkőnél 72 Hz, a jávorkuti és répáshutai makadám-úté pedig 44 és 63 Hz között változik, továbbá, hogy az amplitudók a gépjármű sebességével növekednek, amint az várható is volt.

1. táblázat

Az autókísérleti szeizmogramokon észlelt rezgések fekvenciájának összefoglaló táblázata

Sorszám	A szeizmogram helye és kette	A felvétel helye	Az út minősége	Az autó típusa	Az autó sebessége	A kiértékelhető impulzusok rezgésszáma	
1.	8/X. 23	3. sz. műút 172. km-kő	Betonút (aszfalt)	3 tonnás Csepel SD 391	53 km/ó	14	44
2.	19/X. 23	*	*	SA 680	63 km/ó	17—11	44
3.	7/X. 23	*	*	SD 463	53 km/ó	14—16	41
4.	28/X. 23	*	*	SH 764	72 km/ó	14—16	44—77
5.	17/X. 23	*	*	SD 463	63 km/ó	17	45
6.	24/X. 23.	*	*	SD 463	72 km/ó	17	44
7.	16/X. 23	*	*	SD 391 + vontatás 3 t	58 km/ó	17	44
8.	12/X. 23.	*	*	SD 463	58 km/ó	11—18	41—43
9.	1/X. 21.	mátrafüredi műút 3 km. kő	aszfalt	3 tonnás Csepel SD 391	34 km/ó	16	71
10.	4/X. 24.	*	*	SH 764	39,3 km/ó	16	71
11.	6/X. 24.	*	*	SD 463	—	17	71
12.	3/X. 24.	*	*	YO 368	28 km/ó	—	—
13.	5/X. 21.	*	*	SA 680	33,8 km/ó	19	74
14.	3/X. 22a	Jávorkút	makadám	—	—	17	44
15.	3/X. 22b	*	*	—	—	17	74
16.	4/X. 22.	*	*	—	—	—	57—58
17.	5/X. 22.	*	*	—	—	—	63

2. táblázat

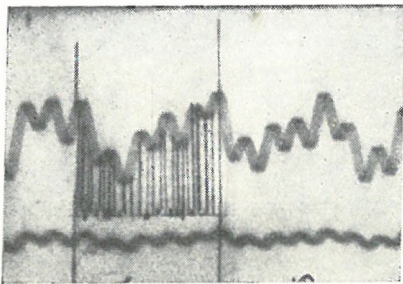
Kimutatás az útregzések szeizmogramokon lemert maximális amplitudójáról

A felvétel helye	Az út önrezgésszáma	Az autó típusa	Az autó sebessége	Max kirezgés nagysága a felvételekben	Jegyzet
3. sz. műút 173—172 km-kő	44 Hz	3 tonnás Csepel	53 km/ó	19,5 mm	} átlag 20,7 mm
„	44 „	„	„	20,5 mm	
„	44 „	„	„	22,0 mm	
„	44 „	„	55 km/ó	22,0 mm	} átlag 22,25 mm
„	44 „	„	„	22,5 mm	
„	44 „	„	72 km/ó	28,0 mm	} átlag 27,2 mm
„	44 „	„	„	26,5 mm	
„	44 „	„	„	27,0 mm	
Mátrafüredi műút 3. km-kő	72 „	Skoda szem. 3 tonnás Csepel	39 km/ó	13,0 mm	32,0 mm

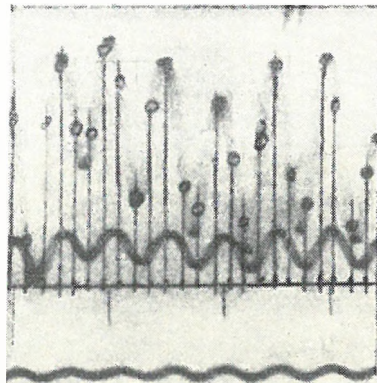
Ezután következett a szeizmogramok egyes részeinek Fourier analízise. A 3. számú műúton felvett 22/X. 23. számú szeizmogram bevonalkázott részének (4. ábra) analízise hét harmónikus összetevőt eredményezett, melyeknek amplitudóit az 6. ábrán látható vonalas spektrumból olvashatjuk ki.

Maga a függvény: $F(x) \approx 97 + (16,7 \cos x - 28 \sin x) + (21 \cos 2x + 2,6 \sin 2x) + (0,25 \cos 3x - 5,4 \sin 3x) + (2,8 \cos 4x - 1,9 \sin 4x) + (7,9 \cos 5x + 13,2 \sin 5x) - (2,5 \cos 6x + 5,5 \sin 6x) - (7,8 \cos 7x + 0,75 \sin 7x) + (0,6 \cos 8x - 0,58 \sin 8x) + (0,75 \cos 9x - 1,25 \sin 9x) - (0,75 \cos 10x + 0,58 \sin 10x)$.

A 8, 9, 10 stb. periódusos összetevők amplitudói gyakorlatilag zérusok. Az ábrából, mindjárt kitűnik, hogy csak három nagyobb amplitudójú rezgés van, amelyeknek frekvenciái 9,5, 19 és 47,5 Hz. Ez a legutóbbi az út önrezgése és ez elég jól egyezik a szeizmogrammból közvetlenül leolvasott 46 Hz-cel. Az első jól egyezik a gépkocsi hátsó rúgójának 10,35 Hz-nek mért rezgésszámával, melyet az Autóközlekedési Kutató Intézet mérnökei a mérések



4. ábra. A szeizmogram Fourier sorbafejtett része



5. ábra. A szeizmogram Fourier-analízis alá vetett része

alkalmával külön mérték. A 19 Hz-es és a további kisebb amplitudójú rezgések okozói pontosan kiderítve még nincsenek, de itt valószínűleg az első rúgó, a motor fordulatszám, esetleg a kipuffogó hangja stb. játszhatnak szerepet. Ezeknek kiderítése a további mérések egyik feladata.

Ugyancsak a 3. számú műuton felvett 10/X. 23. számú szeizmogram egyik szakaszát vetettük további Fourier-analízis alá. (5. ábra)

Ez a szakasz abban különbözik az elsőtől, hogy egy nagyobb részt analizáltunk és hogy itt az autó már közelebb volt a szeizmométerhez, mint az előbbinél. Az eredmény az alábbi függvény volt:

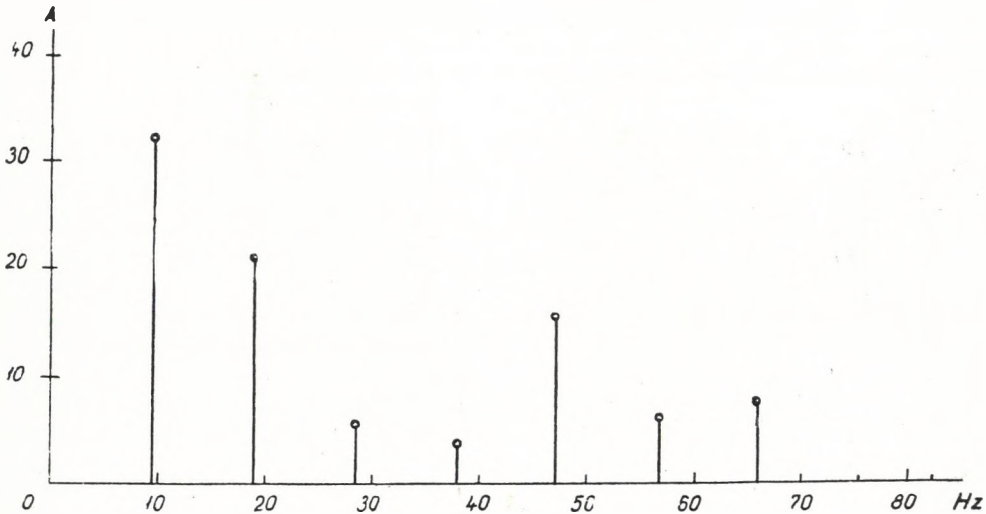
$$F(x) \approx 195 - (2,6 \cos x - 25,1 \sin x) - (31 \cos 2x + 1,25 \sin 2x) - (14,2 \cos 3x - 6,15 \sin 3x) - 11,9 \cos 4x + 8,45 \sin 4x - (3,2 \cos 5x - 12,7 \sin 5x) - (5 \cos 6x - 19 \sin 6x) + (63,6 \cos 7x - 48,8 \sin 7x) + (17 \cos 8x - 11,8 \sin 8x) + (4,25 \cos 9x - 8,9 \sin 9x) + (4,8 \cos 10x - 3,58 \sin 10x)$$

A különbség főleg az, hogy itt egy 6 Hz körüli rezgés is jelentkezik, ami a szélesebb szakasz következménye továbbá, hogy az analizált függvényszakasz ritkább felosztása következtében a felosztásoknak megfelelő magasabb frekvenciák is jelentkeznek. Itt is megjelenik azonban a két nagyobb amplitudójú alacsony frekvencia, ezúttal 12,4 és 18,6 Hz-s rezgésszámmal és az út önrezgése 43,4 Hz rezgésszámmal, de most már jóval nagyobb amplitudóval,

mint előbb. Ez alátámasztja azt a körülményt, amit a statisztikus kiértékelésnél már említettem, hogy az út önrezgésszámának amplitudói az autó közeledtével sokkal rohamosabban nőnek, mint az alváz rúgójának rezgései, és akkor amikor a gépkocsi a szeizmométer mellett elhalad, a többi rezgés amplitudójának sokszorosát is elérik. Összehasonlításképpen megadjuk a 6. ábrán látható szakasz spektrumát is.

Mint ebből látható, a jellegzetes két alacsony rezgésszámú alvásrúgó lengés és az útnak az önrezgése mindkét sorbafejtésben mint domináló frekvencia megtalálható.

A kiértékelési adatokból mindenesetre azt a következtetést vonhatjuk le, hogy a gépkocsik többletfogyasztására és az út mentén fekvő épületek rázkódásaira, de maguknak az utaknak a tartósságára is az út egyenetlen-



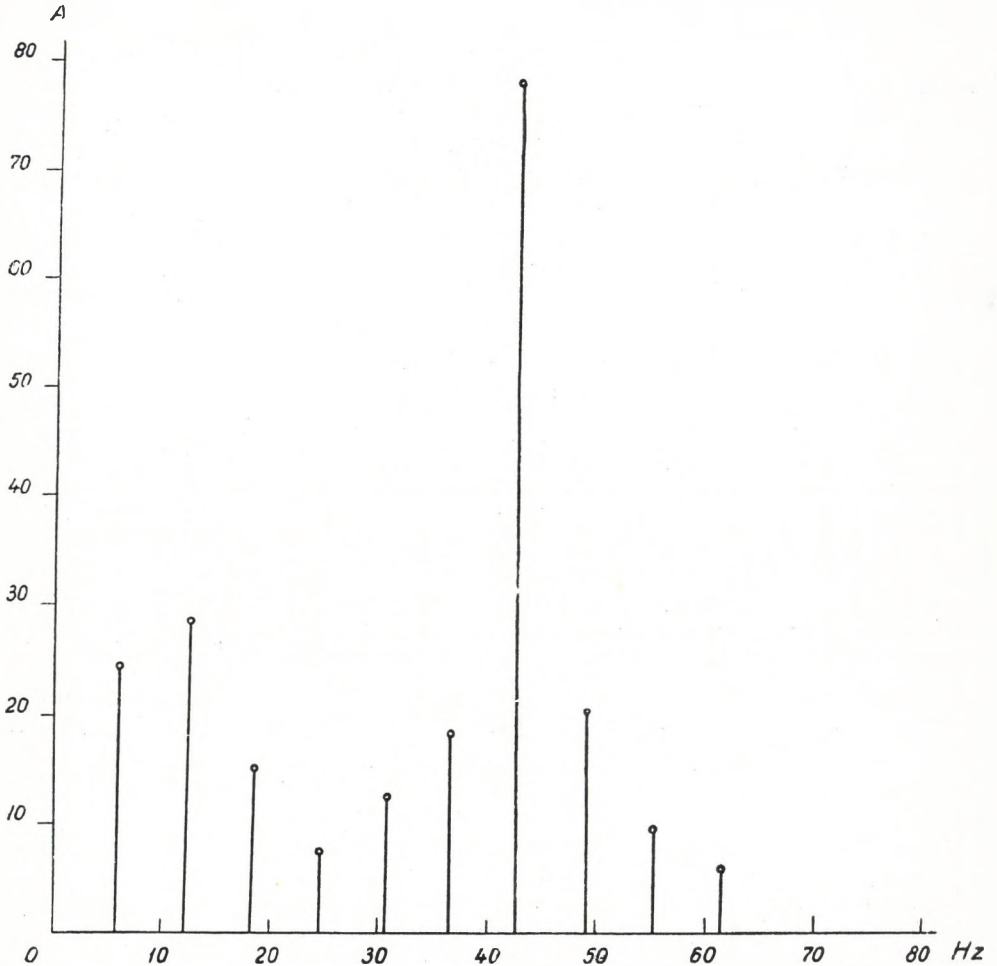
6. ábra. A Fourier-analízis eredményeképpen jelentkező harmonikus összetevők spektruma

ségén kívül, amely az alapimpulzusokat okozza, legnagyobb befolyása az út és altalaj rugalmasságának és önrezgésszámának van.

Abban az esetben ugyanis, ha a gépkocsi alvázának és az útnak saját frekvenciája egyenlő, akkor rezonancia lép fel, melynek következtében az autó energiájának jórésze (talán az egész) vertikális rezgőmozgássá alakul át, az úton pedig és a környező épületeken veszélyes nagyságú kirezgések léphetnek fel. Abban az esetben pedig, ha az útburkolat és az altalaj nem hajlamos rezgésre, illetőleg önrezgésszáma erősen különbözik a gépjármű alvázának frekvenciájától, akkor az útmozgás amplitudói kicsinyek és a rezgések által végzett munkateljesítmény is csekély lesz. Ez a gyakorlatban azt jelenti, hogy a gépkocsi mozgási energiájából kevesebbet ad át az útnak, tehát benzinfogyasztása is kevesebb lesz, maga az út és a környező épületek pedig kevésbé rázkódnak és így kevésbé sérülnek meg. Mindenesetre ajánlatos lenne további méréseket végezni különböző utakon, mert a rendelkezésre álló anyag jelenleg nem elég ahhoz, hogy ezt a kérdést számszerűleg és pontosan eldönthessük. Hasonló további mérési eredmény esetén célszerűnek mutatkozna az

ország valamennyi főútvonalát ebből a szempontból megmérni és egyúttal a kísérleti gépkocsik benzinfogyasztását is ellenőrizni.

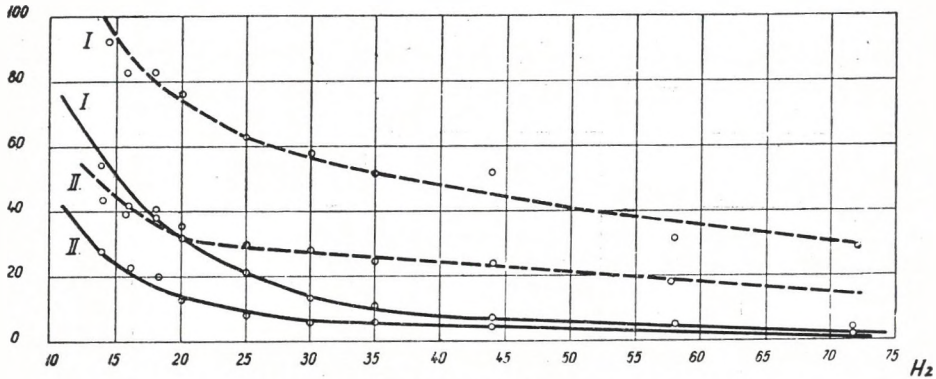
Az útrezgések tényleges amplitudóinak megállapítása céljából ahhoz az eljáráshoz folyamodtunk, hogy a vertikális rázópadot egy hangfrekvenciás generátor szinuszos rezgéseivel ráztuk és a rázópad kilengéseit mikrosz-



7. ábra. A 10/X. 23 szeizmogramm sorbafeltett részének spektruma

kóppal figyeltük. A rezgéseket az erősítőn keresztül a regisztráló berendezés segítségével fényképeztük ugyanúgy, mint az a terepen történt. A fényképezett amplitudóknak megfelelő mikroszkóp leolvasások adják azt az arányt, ami a talaj valóságos kilengései és a fényképezett amplitudók között van. Az erősítő és a regisztráló azonos működését még oly módon is ellenőriztük, hogy a terepen a felvételek alkalmával és a rázópadon történő mérésnél is az erősítőre egy pontosan ugyanolyan kis feszültséglökést adtunk és annak lefényképezett amplitudóját összehasonlítottuk. A két amplitudónak természetesen egyformának kellett lennie.

Ezt a mérést két különböző amplitudójú (I. és II. görbe a 8. ábrán) és különféle frekvenciájú szinuszos gerjesztéssel végeztük el. A 8. ábrán szaggatott vonallal kötöttük össze az azonos amplitudójú, de különböző frekvenciájú gerjesztéssel létrehozott galvanométer kitéréseket, míg folytonos vonallal a gerjesztő amplitudókat.



8. ábra. Grafikon

Méréseinkből kitűnik, hogy az arányosság jó közelítéssel, 5,5%-os átlagos hibával valóban fennáll, azaz a mikroszkópon észlelt kilengések tényleg arányosak a lefényképezett amplitudókkal.

A következő táblázatban a szeizmogramokban lemért maximális amplitudóknak megfelelő útregések nagyságát tüntettem fel. A tényleges amplitudó és a rezgésszám ismeretében az útregések sebessége és gyorsulása könnyen kiszámítható, ha feltételezzük, hogy a rezgések szinuszos formájúak. Ez — mint az előzőekben kifejtettem — megközelítőleg fennáll.

3. táblázat

Útregések maximális amplitudója

A felvétel helye	Az autó típusa	Az autó sebessége	Amplitudó- μ -ban	Jegyzet
3 sz. műút 173—172. km-kő	3 tonnás Csepel	53 km/ó	1,56	átlag 1,65
"	"	"	1,64	
"	"	"	1,76	átlag 1,78
"	"	55 km/ó	1,76	
"	"	"	1,80	átlag 2,17
"	"	72 km/ó	2,24	
"	"	"	2,11	átlag 2,17
"	"	"	2,16	
"	"	"	1,04	átlag 0,96
Mátrafüredi műút 3. km-kő	Skoda szem. 3 tonnás Csepel	39 km/ó	0,96	

- Ha A a kirezgés amplitudója,
 v_{\max} a maximális sebesség,
 a_{\max} a maximális gyorsulás,
 ω a körfrekvencia,
 P a talajrezgés ereje,
 N a munkateljesítmény,
 m a rezgést végző tömeg $\text{kg} \cdot \text{s}^2 \cdot \text{cm}^{-1}$,

akkor

$$v_{\max} = A \cdot \omega$$

$$a_{\max} = A \cdot \omega^2$$

$$P_{\max} = m \cdot A \cdot \omega^2$$

$$N_{\max} = m \cdot A^2 \cdot \frac{\omega^3}{\pi}$$

A 4. táblázat a lemért amplitudók és ütrezgésszámok alapján kiszámított sebességeket és gyorsulásokat tünteti fel.

Sor-szám	Az út ön-rezgésszáma Hz	Amplitudó μ -ban	Sebesség max. $A \cdot \omega$	Gyorsulás max. $A \cdot \omega^2$	Jegyzet
1.	44	1,56	$431 \cdot 10^{-4}$ cm/s	11,96 cm/s ²	Szeizmonométer az út szélén
2.	44	1,64	453 "	12,45 "	
3.	44	1,76	486 "	13,40 "	
4.	44	1,76	486 "	13,40 "	
5.	44	1,80	497 "	13,68 "	
6.	44	2,24	628 "	17,10 "	
7.	44	2,11	582 "	16,10 "	
8.	44	2,16	596 "	16,42 "	
9.	44	1,04	287 "	7,90 "	
10.	72	0,96	433 "	19,60 "	

Ezeknél az adatoknál azonban a valóságban kb. 10—20 százalékkal nagyobb amplitudók és így nagyobb sebességek és gyorsulások lépnek fel, mert — mint a cikk elején már említettem — a geofont az úttest szélén, a robogó gépjármű kerekeitől kb. 4 méterre helyeztük el és így az adatok csak az úttest szélének amplitudóira stb. vonatkoznak. Szükséges volna tehát a méréseket oly módon megismételni, hogy a szeizmométer az úttest közepén legyen elhelyezve és az autó fölötté haladjon át úgy, hogy kerekei közrefogják. Így a valóságnak inkább megfelelő adatokat kapnánk a maximális amplitudókról és a rezgések sebességéről és gyorsulásáról.

A fellépő erők és munkateljesítmények megállapítása igen nagy nehézségeket okoz. Ezekhez ugyanis ismernünk kellene a rezgést végző talajrészek tömegét is. Ennek a tömegnek a kiszámítása azonban jóformán megoldhatatlan matematikai nehézségekbe ütközik, mert maximális amplitudóval csak a gépkocsi alatt közvetlenül levő talajrész rezeg. Ettől távolabb levő részek mindig kisebb kirezgéseket végeznek míg végül a kilengés zérus lesz. Azonkívül az út és altalaj különböző szerkezeti és anyagi összetétele következtében nem tekintendő homogénnek és izotropnak, tehát a rezgések nem egyformán terjednek minden irányban. Ismerni kellene tehát a gépkocsitól jókora távolságban, minden irányban és mélységben az út és a talaj részletes szerkezetét, anyagi minőségét, stb., ami gyakorlatilag teljesíthetetlen feltétel. Ismerni kellene továbbá az amplitudókat az út függvényében, melyek kiszámítási nehézségeire már a cikk közepén, a kiértékelési résznél rámutattam.

Abból a megfontolásból kiindulva, hogy az úttest maga — építési módja következtében — sokkal szilárdabb egységet alkot, mint a környező talaj, és hogy a felszíni hullám jellegű ütrezgések a mélységgel exponenciálisan csökkennek, tájékoztató megközelítésül a következő módszert alkalmaztam. Feltételeztem, hogy a rezgő tömeg az úttestnek az a szakasza, amely az

impulzus középponttól kétoldalt a gyakorlatilag már zérus amplitudójú helyek között van. Ezt a távolságot a szeizmogrammokból állapítottam meg, amelyek — mint a cikk elején már említettem — oly módon készültek, hogy az autók által okozott útregzések az észlelés határán belül mind láthatók. Mivel a gépkocsi sebessége ismeretes és a szeizmogrammok időjelzéssel vannak ellátva, a maximális amplitudójú és a zérus kilengésű részek közötti távolság könnyen kiszámítható. Legyen ez a távolság r , az út szélessége b , akkor a rezgő paralelepipedon köbtartalma megközelítőleg

$$K = b \frac{r^2}{5}$$

mert a rezgő úttest vastagsága, a felszíni rezgéseknek a mélységgel exponenciális csökkenése következtében kb. $0,1 r$. A rezgő tömeg pedig

$$m = \frac{b \cdot r^2 \cdot f}{5g} \text{ kgs}^2 \cdot \text{cm}^{-1},$$

ahol f a fajsúly.

Az átlagos amplitudó meghatározására azt a közelítő módszert választottam, hogy az r távolságon belül a rezgéskörbét (lehetőleg periódusonként) szakaszokra bontottam, minden egyes szakaszban meghatároztam a közepes amplitudókat és ezeknek számtani középértékét vettem.

$$A_k = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n F_k(r),$$

ahol $F_k(r)$ a rezgésgörbe r függvényértéke az adott k pontban. Ekkor a max. erő

$$P_{\max} = \frac{b \cdot r^2 \cdot f \cdot \omega^2}{5 \cdot g \cdot n} \sum_{k=1}^n F_k(r)$$

és a teljesítmény

$$N_{\max} = \frac{b \cdot r^2 \cdot f \cdot \omega^3}{5 \cdot \pi \cdot g \cdot n^2} \left[\sum_{k=1}^n F_k(r) \right]^2$$

Ilyen módon néhány szeizmogrammot értékeltem ki és a táblázatban feltüntetett eredményeket kaptam:

Még egy közvetett módszer is használható. Ha megmérjük a gépkocsi alvázának vertikális kilengéseit és a kilengések rezgésszámát, akkor az autó tömegének ismeretében a gépjármű vertikális mozgásának minden tényezője kiszámítható, természetesen annak feltételezésével, hogy ez a mozgás is szinuszos formájú.

- Ha m_1 a gépkocsi tömege $\text{kgs}^2 \text{cm}^{-1}$,
 A_1 az amplitudó,
 ω_1 a gépjármű vertikális rezgésének körfrekvenciája,

A rezgő talajtömeg energiája

Sorszám	Az út önrezgés-száma Hz	A rezgő út-rész felhossza r	Az út szélessége b	A számított rezgő úttömeg $\frac{b \cdot r^2 \cdot t}{5g}$	A számított közepes amplitúdó
1.	44	2430 cm	1500 cm	3610 kgs ² · cm ⁻¹	0,32
2.	44	2676 cm	1500 cm	4360 kgs ² · cm ⁻¹	0,50
	Közéérték:			3980 kgs ² · cm ⁻¹	0,41

akkor

$$P_{1\max} = m_1 \cdot A_1 \cdot \omega_1^2.$$

Feltételezzük továbbá, hogy ezt az energiát a gépjármű teljes egészében átadja az úttestnek (és az altalajnak), akkor

$$n_1 \cdot A_1 \cdot \omega_1^2 = m_2 \cdot A_2 \cdot \omega_2^2,$$

ahol m_2 a rezgő úttest és altalaj tömege, A_2 az úttest rezgésének amplitúdója és ω_2 az úttest önrezgésszámának körfrekvenciája. Az egyenletről

$$m_2 = m_1 \frac{A_1 \cdot \omega_1^2}{A_2 \cdot \omega_2^2}.$$

A két amplitúdó és a két rezgésszám ismeretében a rezgést végző talajtömeg meghatározható, mert az autó tömege mindig ismeretes.

Az Autóközlekedési Kutató Intézet mérései szerint a gépkocsi alvázának rezgései 10,35 frekvenciájúak, a kilengések nagysága pedig 1–10 mm értékek között mozog Prága 1,5 tonnás tekerautónál. Ha ezeket az adatokat a Csepel 3 tonnás gépkocsira is vonatkoztatjuk és így az átlagos amplitúdót 5 mm-nek, a rezgésszámot pedig 10,35 Hz-nek vesszük, akkor

$$m_2 = 3920 \text{ kgs}^2 \cdot \text{cm}^{-1},$$

$$P_{\max} = 15 \text{ 100 kg},$$

$$N_{\max} = 0,66 \text{ mkg}.$$

A két számítási mód eredményei elég jól egyeznek, ami valószínűvé teszi azt, hogy a rezgő tömeg ilyen elképzelése megközelíti a valóságot. Természetesen további mérések szükségesek ahhoz, hogy ez az elméleti megfontolás igazolást nyerjen.

Feltűnő a két számítási eredményből a gépkocsi rezgések és a rezgő úttest munkateljesítményének nagy különbsége. Míg a gépjármű vertikális rezgései által végzett munkateljesítmény kb. 1500 mkg, addig a rezgő úttömegé nem egészen 1 mkg. Ebből egyrészt az következik, hogy az autó rezgési energiáját nem adja át teljes egészében az úttestnek (ami természetes, mert sokat elvesz a rúgózás, gumiabroncs, stb.), másrészt pedig az, hogy az autótól kapott energiát az úttest túlnyomórésztben elnyeli és az meleggé alakul át.

5. táblázat

és munkateljesítménye

A sebesség max $A_k \cdot \omega$	Gyorsulás max $A_k \cdot \omega^2$	Erő max $m \cdot A_k \omega^2$	Munkatelje- sítmény max $m \cdot A_k \omega^3$	Jegyzet
$885 \cdot 10^{-5} \text{cm/s}$	$2,46 \text{ cm/s}^2$	8 870 kg	0,40 mkg	Fajsúly
$1385 \cdot 10^{-5} \text{cm/s}$	$3,84 \text{ cm/s}^2$	16 720 kg	0,74 mkg	
$1135 \cdot 10^{-5} \text{cm/s}$	$3,15 \text{ cm/s}^2$	12 795 kg	0,57 mkg	$f = 2$

Ismét hangsúlyozni kívánom, hogy a rendelkezésre álló anyagmennyiség még kevés, és hogy a mérések továbbfolytatására feltétlenül szükség van, ha erre a kérdésre is határozottabb és végleges választ akarunk kapni. Szükséges volna még a mérések további kiterjesztése a rezgések mindkét horizontális összetevőjére is. A megfelelő anyag birtokában azután — azt hiszem — tisztázni lehet azokat a ma még sok vonatkozásban felderítetlen jelenségeket, amelyeket az útra ható dinamikus erőhatások hoznak létre.

Munkatársak: A Geofizikai Intézet részéről: Szemerédy P. Károly, Brezony József. Az Autóközlekedési Tudományos Kutató Intézet részéről: Prohászka László igazgató, Muzsnay László, Hidy László, Gaál Tibor, Simkó Aladár, Dancs Tibor, Major Ferenc, Rácz Lajos mérnökök.

Felhasznált irodalom: dr. Vásárhelyi Boldizsár: Útépités tan. dr. Ing. Risch: Messungen von Verkehrserschütterungen. A Kalahne: Grundzüge der mathematisch physikalischen Akustik.



Л. С А Б А Д В А Р И :

ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКА ВЕРХНИХ СЛОЕВ ИССЛЕДУЕМОГО УЧАСТКА, ОПИРАЮЩАЯСЯ НА РАЗВЕДОЧНЫЕ БУРОВЫЕ СКВАЖИНЫ

В статье описывается новый способ интерпретации измерений по методу вертикального электрического зондирования для случая, когда на участке выполняемых геоэлектрических измерений было углублено несколько скважин. Автор занимается проблемами разведки верхних земных слоев, когда глубина разведки незначительна, а выделение границ слоев необходимо выполнять с большей точностью.

L. SZABADVÁRY

GEOELECTRIC SOIL INVESTIGATIONS BASED UPON TEST BORINGS

This study is engaged in the new interpretation method of vertical electric soundings, if several borings on the territory measured are at the disposal of the explorer. Author is discussing surface soil problems where the investigation depth is not great and the boundaries of beds are to be determined with the greatest precision.

KUTATÓ FŰRÁSOKRA TÁMASZKODÓ GEOELEKTROMOS
FELTALAJKUTATÁS

SZABADVÁRY LÁSZLÓ

BEVEZETÉS

Az ipari célokat szolgáló geofizikai kutatások terén egyre fontosabb kérdés a felszínközeli rétegösszlet pontos meghatározása. Vizkutatás és nagymélységű alapozások tervezése során ismernünk kell a felszín alatt húzódó vízáteresztő rétegek vastagságát és a vízzárónak vehető fekvő-réteg mélységét. Többnyire több tíz, vagy több száz négyzetkilométeres területekről van szó, melyeken 20—25 méter mélységű kutatófúrások állanak rendelkezésünkre. A geofizikai méréseknek elsősorban az a céljuk, hogy az egyes kutatófúrásokat összekötő szelvény mentén határozzák meg a rétegösszletet, különös tekintettel a vízáteresztő réteg vastagságának változásaira és kiékelődéseire.

A rétegösszlet meghatározása sok esetben igen előnyösen oldható meg elektromos ellenállásmérő módszerrel. A vízáteresztő réteg fajlagos ellenállása rendszerint igen élesen elüt a vízzáró rétegek fajlagos ellenállásától és ha vastagsága is megfelelő nagy, akkor a rétegek fajlagos ellenálláskülönbségének szükségszerűen jelentkeznie kell a kutatási területen felvett vertikális elektromos szondázási görbékben. Bizonyos feltételezések mellett, pusztán csak a görbék alapján is meghatározható a réteghatár. Önként felvetődik azonban az a gondolat, hogy a réteghatárok meghatározását pontosabban végezhetjük el a vertikális szondázási görbék és a kutatófúrások adott rétegösszletének együttes felhasználásával. Így a réteghatárt körülbelül 1 méter

A kézirat 1954 április 16-án érkezett be.

pontossággal jelölhetjük ki, ha a topográfiai és geológiai viszonyok nem túlságosan kedvezőtlenek s megfelelő számú, megbízható pontosságú kutatófúrás áll rendelkezésünkre.

A dolgozat két kiértékelési eljárást ismertet. Az első olyan területeken alkalmazható, ahol a kutatófúrásokban lyukszelvényezés végezhető. E rész inkább csak rövid összefoglalás, a feltalajkutatás szemszögéből tárgyalja az ismert, elméleti görbeseregeken alapuló kiértékelést.

A második részben ismertetett kiértékelési eljárás a mért vertikális elektromos szondázási görbék maximum és minimum pontjaira támaszkodik s olyan kutatási területeken alkalmazható, ahol a kutatófúrásokban nem végezhető lyukszelvényezés.

Az egyszerűbb áttekinthetőség érdekében mindkét eljárást azonos rétegösszlettel kapcsolatban tárgyaljuk. Ez a rétegösszlet egy nagy mérésterületen fordult elő a közelmúltban végzett feltalajkutatások során, s végeredményben ezen a területen alkalmaztuk először a kutatófúrásokra támaszkodó kiértékelést. A rétegösszlet több rétegből áll. Felül helyezkedik el a kis fajlagos ellenállású *fedőhomok* réteg, amely finom homokból vagy esetleg agyagos, iszapos finomhomokból áll. Ez alatt következik a nagy fajlagos ellenállású vízáteresztő *kavics* réteg, legtöbbször kavics, néha durva homok felépítéssel. Legalul a *fedőhomok* réteggel nagyjából megegyező fajlagos ellenállású vízzáró *fekűagyag* réteg van, melynek vastagsága — a feltalajkutatás szemszögéből nézve — végtelennek vehető. Általában agyagból, eliszaposodott agyagos homokból áll. Sokszor előfordul, hogy az említett három réteghez egy negyedik réteg is adódik: a rendszerint nagy fajlagos ellenállású, de kis vastagságú *szárazfelszín*.

A kiértékelés összefoglaló ismertetése, ha olyan kutatófúrások állnak rendelkezésünkre, melyekben lyukszelvényezést végeztünk

A kutatófúrások és a vertikális szondázási görbék együttes kiértékelésére legszabatosabb eljárás, ha a kutatófúrásokban lyukszelvényezést végzünk, s meghatározzuk az egyes rétegek fajlagos ellenállását (ϱ_1 , ϱ_2 , ϱ_3 stb.)

Ezekből számíthatjuk ki a $\mu_2 = \frac{\varrho_2}{\varrho_1}$; $\mu_3 = \frac{\varrho_3}{\varrho_1}$ hányadosokat, valamint a

fúrás rétegösszetételéből a $\nu_2 = \frac{h_2}{h_1}$ hányadost, ahol h_1 és h_2 a ϱ_1 , illetve ϱ_2

fajlagos ellenállású réteg vastagsága. A kutatófúráson felvett szondázási görbéből ϱ_2 ismeretében a szokásos eljárással határozzuk meg a rétegvastagságokat, vagy úgy, hogy a háromrétegproblémát kétszeres kétrétegproblémára vezetjük vissza, s az elméletileg kiszámolt kétréteges vertikális szondá-

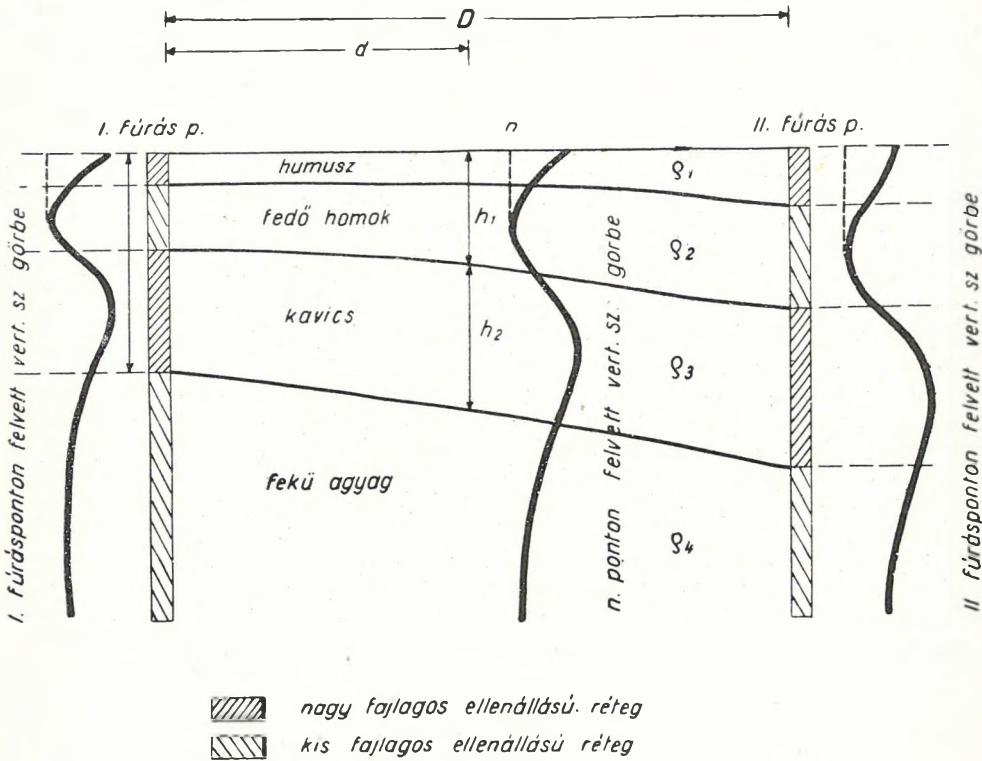
zasi görbékkel vetjük össze, vagypedig $\nu_2 = \frac{h_2}{h_1}$ ismeretében közvetlenül a

háromrétegre kiszámolt elméleti görbékkel hasonlítjuk össze a mért vertikális szondázási görbét. A szondázási görbéből számított m_1 és m_2 rétegvastagságból, valamint a fúrólyuk rétegösszletéből vett, a valódi rétegvastagságnak megfelelő h_1 és h_2 értékből meghatározhatjuk az anizotrópia koefficienst:

$$\lambda_1 = \frac{m_1}{h_1} \quad (1)$$

$$\lambda_2 = \frac{m_2}{h_2} \quad (2)$$

Ha fúrásponción meghatároztuk az anizotrópia koefficiensét, akkor ebből kiindulva szondázási szelvényt veszünk fel, melynek vége ismét egy kutatófúráshoz csatlakozik. Ezen a fúrásponción is meghatározzuk λ_1 , illetve λ_2 értékét. Ha a szondázási szelvény két végpontján ismerjük az anizotrópia koefficiens értékét, akkor a szelvény bármely pontján felvett vertikális szondázási görbére vonatkozóan meghatározhatjuk értékét lineáris interpolációval, feltéve, hogy kutatási területünkön a rétegösszletben nincsenek vetődések. Legyen szondázási szelvényünk teljes hossza D (1. ábra). A szondá-



1. ábra.

zasi szelvény kezdőpontján lévő fúrás anizotrópia koefficiense: λ_{1I} , illetve λ_{2I} , a szelvény végpontján lévő fúrásé pedig λ_{1II} , illetve λ_{2II} . Ha a szondázási szelvény tetszőleges n pontjának távolsága a kezdőponttól d , akkor az itt felvett vertikális szondázási görbe anizotrópia koefficiense

$$\lambda_{1n} = \lambda_{1I} + \frac{\lambda_{1II} - \lambda_{1I}}{D} \cdot d; \tag{3}$$

$$\lambda_{2n} = \lambda_{2I} + \frac{\lambda_{2II} - \lambda_{2I}}{D} \cdot d. \tag{4}$$

λ_{1n} és λ_{2n} ismeretében n pontban meghatározható az egyes rétegek elhelyezkedése. A fedőhomok vastagsága:

$$h_1 = \frac{m_1}{\lambda_1}. \tag{5}$$

Itt meg kell jegyeznünk, hogy ha a rétegösszletben *szárazfelszín* is van, akkor a szondázási görbén a *szárazfelszín* hatását korrigáljuk (lásd 1. ábra: az n pontban levő görbén szaggatott vonal jelzi a korrigálást), vagyis úgy tekintjük, mintha a *szárazfelszín* nem lenne, s a *fedőhomok* a felszínig terjedne; h_1 tehát egyenlő a *szárazfelszín* és a *fedőhomok* együttes vastagságával. ρ_1 értékét a szelvény két végén lévő fúrólukból és a szelvényen felvett vertikális szondázási görbékből kielégítő pontossággal határozhatjuk meg.

A vízáteresztő *kavics* réteg vastagsága

$$h_2 = \frac{m_2}{\lambda_2}. \quad (6)$$

h_1 és h_2 összege adja a leglényegesebb adatot, a vízzáró *feküagygag* mélységét:

$$H = h_1 + h_2 \quad (7)$$

A kiértékelési eljárás, ha olyan kutatófúrások állnak rendelkezésünkre, melyekben nem végezhető lyukszelvényezés

Az esetek túlnyomó többségében a feltalajkutatás céljait szolgáló kutatófúrásokban nem végezhető lyukszelvényezés. Így a kiértékelési eljárás csak a fúrások rétegösszletére támaszkodhat.

Végezzünk a fúrásponton vertikális elektromos szondázást. Kiértékelésünk azon alapszik, hogy a kapott vertikális szondázási görbéken a kis fajlagos ellenállású rétegeknek minimum, a nagy fajlagos ellenállású rétegeknek maximum felel meg. Nehéz azonban eldöntenünk, hogy a görbe minimum és maximum szakaszainak melyik és mekkora része felel meg a kicsi, illetve nagy fajlagos ellenállású rétegnek. A kérdés megoldására abból indulunk ki, hogy az egyes rétegek középvonala és a görbe jellegzetes pontjai (minimum- és maximumpontjai) között összefüggésnek kell lennie. Míután ezt az összefüggést a kutatásnál alkalmazott elektromos tér sajátosságai határozzák meg, szükséges, hogy néhány szóban foglalkozzunk ezzel.

Feltalajkutatásnál rendszerint négyelektrodás, szimmetrikus elektróda-elrendezést alkalmazunk. Az áramot az A és B áramelektrodán juttatjuk a földbe, a potenciálkülönbséget az M és N potenciálelektrodán mérjük. Ha az áramelektrodákon áthaladó áramerősséget I -vel, a potenciálkülönbséget ΔV -vel jelöljük, akkor az általa látszólagos fajlagos ellenállását az ismert összefüggés alapján adhatjuk meg:

$$\epsilon_k = k \cdot \frac{\Delta V}{I}. \quad (8)$$

A és B áramelektrodán egyenáramot vezetünk a földbe, így az áramvonalak elméletileg végtelen mélységbe hatolnak le. A gyakorlatban azonban az áramsűrűség egy bizonyos mélységben olyan kicsi, hogy az áramvonalaknak ilyen mélységbeni torzulása már nem változtatja meg mérhető mértékben a potenciáleloszlást a föld felszínén. Ez azt jelenti, hogy ha ilyen mélységben a többletől elütő fajlagos ellenállású réteg van, akkor ennek hatása nem jelentkezik mérhető mértékben a felszíni potenciál eloszlásban, s ezért a ϵ_k érték kialakításában sincs része. Azt a maximális mélységet, amelyben az áramvonalak még befolyással vannak a felszíni potenciáleloszlásra, az elektromos tér behatolási mélységének nevezzük.

Az elektromos tér behatolási mélységét igen sok tényező határozza meg, amelyekkel kapcsolatban a következő összefüggés írható fel:

$$p = f(\overline{AB}, \overline{MN}, \mu_2, \mu_3, \dots, \nu_2, \dots, \varphi, \omega, \lambda, \eta), \quad (9)$$

ahol p az elektromos tér behatolási mélysége,

\overline{AB} az áramelektroda távolság,

\overline{MN} a potenciálelektroda távolság,

μ_2 a második és első réteg fajlagos ellenállásának hányadosa,

μ_3 a harmadik és első réteg fajlagos ellenállásának hányadosa,

ν_2 a második és első réteg vastagságának hányadosa,

φ az AB egyenes és a rétegek csapása által bezárt szög,

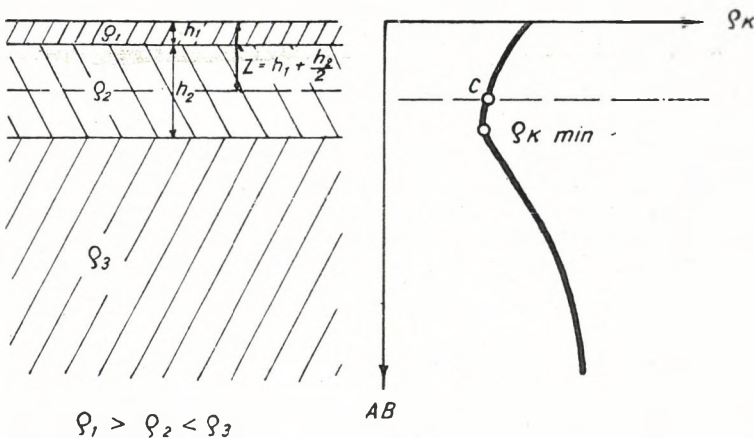
ω a rétegek dőlésszöge,

$\lambda = \sqrt{\frac{\rho_n}{\rho_t}}$ az anizotrópia koefficiens, ρ_n a rétegződésre merőleges fajlagos

ellenállás, ρ_t a rétegződéssel párhuzamos fajlagos ellenállás,

η a rétegek horizontális irányú kiterjedésére és inhomogenitására jellemző szám.

A 9. egyenlet sok változója bizonyítja, hogy az elektromos tér behatolási mélységét igen nehéz elméleti úton úgy meghatározni, hogy az a valóságnak megfelelően. A problémát csak úgy oldhatjuk meg, ha egy, az elektromos tér behatolási mélységére jellemző adatot, a kutatási mélységet határozzuk meg. A kutatási mélység (Z) megmutatja, hogy bizonyos AB elektróda-távolság mellett mért ρ_k érték és a vertikális szondázási görbének e ρ_k értékre jellemző görbülete (növekszik-e ρ_k értéke, vagy csökken) milyen mélységben fekvő kőzetekre jellemző. A kutatási mélységre a 2. ábra mutat példát.

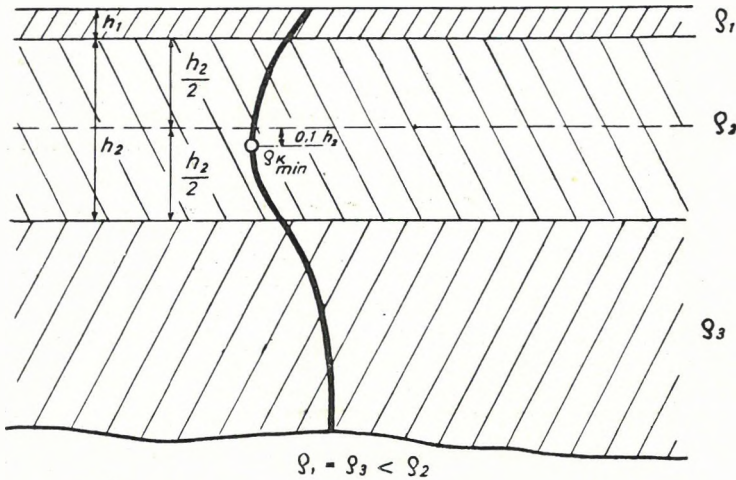


2. ábra. c pont a második réteg középvonalának megfelelő ρ_k érték, mely a minimum felett helyezkedik el és csökkenő tendenciájú

A háromréteges vertikális szondázási görbén ki van jelölve a minimum-pont és felette C pont. C pont ρ_k értéke és a szondázási görbének e ρ_k értékre jellemző görbülete (a minimumpont feletti, csökkenő tendenciájú görbe-

szakasz) a második réteg középvonalának felel meg. Ez azt jelenti, hogy a kutatási mélység: $Z = h_1 + \frac{h_2}{2}$.

Ha a kutatási mélységre számszerű összefüggést határozunk meg, akkor a kutatófúrásban fekvő rétegek és a kutatófúráson felvett szondázási görbén lévő maximumok, minimumok és jellemző görbületek azonosíthatók egymással. A kutatási mélység meghatározására abból indulunk ki, hogy elméletileg kiszámoljuk bizonyos réteggösszetek vertikális szondázási görbéjét és összehasonlítjuk, hogy az egyes rétegek középvonala és a szondázási görbe maximum-, illetve minimumpontja között milyen összefüggés van.



3. ábra.

Tételezzünk fel egy olyan háromréteges elrendeződést, ahol az első réteg fajlagos ellenállása megegyezik a harmadik réteg fajlagos ellenállásával és kisebb a második réteg fajlagos ellenállásánál ($\rho_1 = \rho_3 < \rho_2$; 3. ábra). Rétegeink homogének, izotrópok, vízszintes településűek és horizontális irányban végtelen kiterjedésűek.

Ha a háromréteges problémát kétszeres kétréteg problémára vezetjük vissza, akkor adott ν_2 és μ_2 értékekre vonatkozóan kiszámítható a maximumpont helye h_2 függvényében. Wenner elektrodaelrendezés esetén ($AB = 3 MN$) kétréteg problémánál ρ_k -t az ismert egyenletből számíthatjuk*

$$\rho_k = \rho_1 \left(1 + 4 \sum_{n=1}^{n=\infty} \frac{k_{12}^n}{\sqrt{1 + \left(\frac{2nh_1}{a}\right)^2}} - 4 \sum_{n=1}^{n=\infty} \frac{k_{12}^n}{\sqrt{4 + \left(\frac{2nh_1}{a}\right)^2}} \right) \quad (10)$$

ahol $a = MN$ és $k_{12} = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1}$.

* I. I. Jakosky: Exploration geophysics. Los Angeles. 1940. 490 oldal.

Schlumberger-féle négypólusos gradienstelepítés esetén ($\overline{AB} > 3MN$) ϱ_K egyenlete*

$$\varrho_K = \varrho_1 \left[1 + 2 \sum_{n=1}^{n=\infty} \frac{k_{12}^n}{\left[1 + \left(\frac{2nh_1}{r} \right)^2 \right]^{3/2}} \right] \quad (11)$$

ahol $r = \frac{AB}{2}$ és $k_{12} = \frac{\varrho_2 - \varrho_1}{\varrho_2 + \varrho_1}$. A 10, illetve 11 egyenletből következik, hogy Wenner-elrendezésnél $\frac{AB}{3}$, Schlumberger-elrendezésnél $\frac{AB}{2}$ függvényében rakjuk fel a vertikális szondázási görbe ϱ_K értékeit, s így a maximumpont helyét, valamint a rétegvastagságokat is ennek függvényében kapjuk.

Az 1. táblázat különböző v_2 és μ_2 értékekre vonatkozóan adja meg a maximumpont elhelyezkedését h_2 -nek, mint egységnek a függvényében. A táblázat utolsó rovata megadja, hogy a maximumpont mennyivel fekszik

1. táblázat

v_2	μ_2 max-ra	A max pont mélysége $h_2 = 1$ egységben	A max pont és a közép-vonal eltérése $h_2 = 1$ egységben
1 2 5 10	2,3	3,8 2,5 1,6 1,0	2,3 1,5 0,9 0,4
1 2 5 10	4	4,3 2,9 1,7 1,1	2,8 1,9 1,0 0,5
1 2 5 10	10	5,5 3,5 2,0 1,5	4,0 2,5 1,3 0,9
1 2 5 10	20	6,5 4,5 3,0 1,9	5,0 3,5 2,3 1,3
1 2 5 10	40	8,5 6,3 3,6 —	7,0 5,3 2,9 —

2. táblázat

v_2	μ_2 min-ra	A min. pont mélysége $h_2 = 1$ egységben	A min. pont és a közép-vonal eltérése $h_2 = 1$ egységben
1 2 5 10	0,43	3,7 2,1 1,1 0,7	2,2 1,1 0,4 0,1
1 2 5 10	0,25	3,9 2,2 1,1 0,8	2,4 1,2 0,5 0,2
1 2 5 10	0,10	4,1 2,3 1,2 0,8	2,6 1,3 0,5 0,2
1 2 5 10	0,05	4,4 2,5 1,2 0,8	2,9 1,5 0,5 0,2
1 2 5 10	0,025	4,7 2,6 1,2 0,8	3,2 1,6 0,5 0,2

* Volker Fritsch: Grundzuge der angewandten Geoelektrik. Wien. 1949. 255 oldal.

mélyebben a h_2 réteg középvezonálánál. Egység itt is h_2 . A grafikusan számított adatok Schlumberger-féle négy pólusos gradiens elektróda elrendezésre vonatkoznak.*

A 2. táblázat a minimumpont helyzetét adja meg olyan rétegösszletben, ahol $\rho_1 = \rho_3 > \rho_2$.

Az 1. és 2. táblázat azt mutatja, hogy a maximum- és minimumpont minden esetben a második réteg középvezonálánál mélyebben helyezkedik el, az eltérés annál kisebb, minél nagyobb ν_2 értéke. μ_2 növekedésével a maximumpont a középvezonálhoz viszonyítva egyre mélyebbre kerül, a minimumpont egyre magasabbra. Nézzük a maximum- és minimumpont elhelyezkedését két olyan sorban, amely között az összefüggés $\mu_2^{\text{min-ra}} = \frac{1}{\mu_2^{\text{max-ra}}}$

Azt tapasztaljuk, hogy a minimumpont mindig közelebb helyezkedik el a középvezonálhoz, mint a maximumpont.

Wenner-elrendezésnél a maximum- és minimumpont közelebb kerül a középvezonálhoz. Anizotróp és dőlt rétegek esetén a maximum- és minimumpont elhelyezkedése a táblázatbeli értékektől jelentős mértékben eltérhet.

A kiértékelés

A kiértékelés, mint azt az előbbieken már tárgyaltuk, azon alapszik, hogy a fúrásponthon felvett vertikális szondázási görbe maximumának a fúrási rétegösszlet nagy fajlagos ellenállású rétege, minimumának kis fajlagos ellenállású réteg felel meg. Az 1. és 2. táblázat számszerűleg határozza meg, hogy bizonyos ν_2 és μ_2 érték mellett mekkora az eltérés a maximum-, illetve a minimumpont, valamint a megfelelő réteg középvezonala között. A kiértékelés a táblázatban nyert adatok felhasználásával történik, éspedig a következő módon:

Végezzünk egy kutatófúráson vertikális elektromos szondázást. A szondázási görbét — a szokástól eltérően — lineáris méretarányban rakjuk fel AB és ρ_k koordináta rendszerben. A fúráspontrétegösszlete a bevezetőben már említett négy rétegből álljon: *szárazfelszín, jedőhomok, kavicsréteg, feküagyag*. Az első és harmadik réteg fajlagos ellenállása nagy, a második és negyedik rétege kicsi, tehát szondázási görbénken egy maximum és egy minimum jelentkeznek (4. ábra). Az 1. és 2. táblázat alapján hozzávetőlegesen következtethetünk arra, hogy a *jedőhomok* középvezonálának megfelelő pont mennyivel helyezkedik el magasabban a szondázási görbe minimumpontja felett (Y). Ugyancsak következtethetünk arra is, hogy a *kavics* réteg középvezonálának megfelelő pont mennyivel lesz a maximum felett (X). Legyen Y pontnak a ρ_k tengelytől mért vertikális távolsága Y_{AB} , az X pont és a ρ_k tengely közti távolság X_{AB} . Jelöljük a fúrási rétegösszletben a *jedőhomok* réteg középvezonálának a felszíntől mért távolságát Y_M -mel, a *kavics* réteg középvezonala és a felszín közti távolságot X_M -mel. Képezzük az alábbi hányadost:

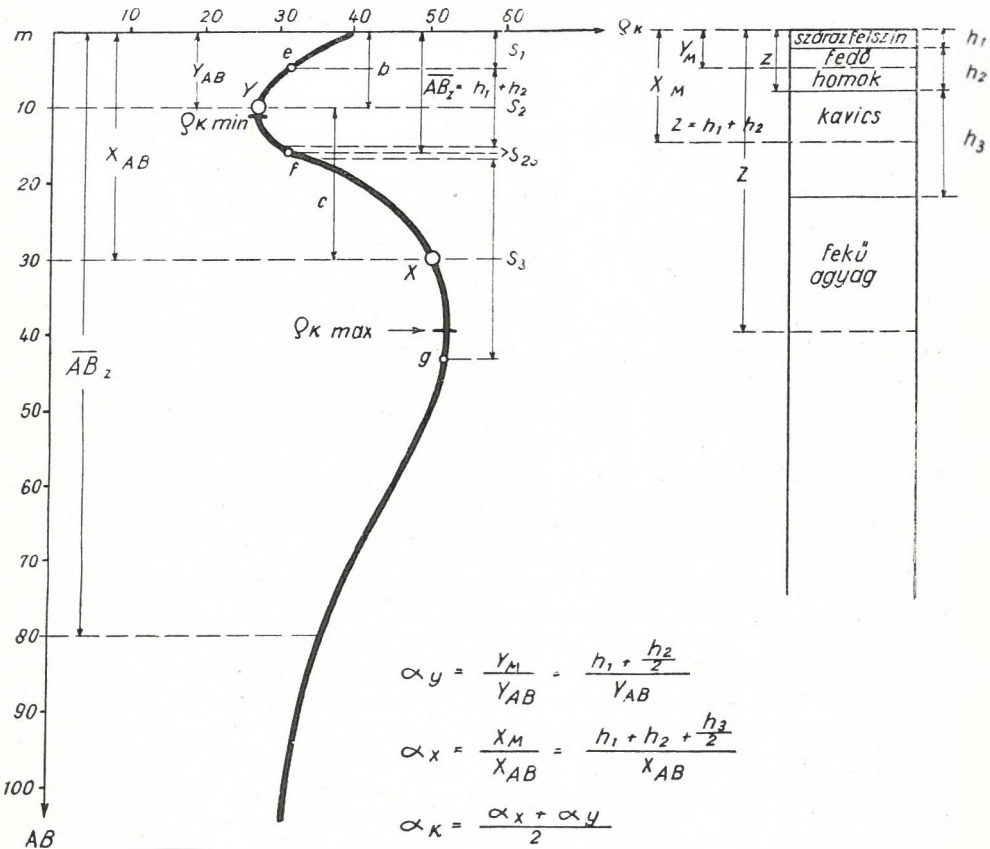
$$\alpha_T = \frac{Y_M}{Y_{AB}} = \frac{h_1 + \frac{h_2}{2}}{Y_{AB}} \quad (12)$$

* A számításokat Dahnov V. N.: A kőolaj- és földgázlelőhelyek elektromos kutatása. (Elektrorozvedka neftjanühi gazovüch mesztorozsdenij. Moszkva, 1951. Gosztop-terhizdat.) c. művében közölt nomogramok alapján végeztem el.

és

$$\alpha_X = \frac{X_M}{X_{AB}} = \frac{h_1 + h_2 + \frac{h_3}{2}}{X_{AB}}, \quad (13)$$

ahol h_1 a szárazfelszín, h_2 a fedőhomok, h_3 a kavics réteg tényleges vastagsága, melyet a kutatófúrás réteggösszlete alapján határozzunk meg. Ha az X és Y pontot helyesen jelöltük ki a szondázási görbén, akkor α_X és α_Y értékének meg kell egyeznie. A gyakorlatban még elfogadható X és Y pont kijelölése, ha a számított α_X és α_Y értékek eltérése öt százalék alatt marad.



4. ábra. $Z = AB$, elektróda távolságnak megfelelő kutatási mélység; e a szondázási görbén a szárazfelszín-fedőhomok réteghatárnak megfelelő pont; f a fedőhomok-kavics réteghatárnak megfelelő pont; g a kavics-fekűagyag réteghatárnak megfelelő pont

Képezzük a középértéket

$$\alpha_K = \frac{\alpha_Y + \alpha_X}{2} \quad (14)$$

Y és X a fedőhomok réteg, illetve a kavics réteg középvonalának megfelelő látszólagos fajlagos ellenállás értékét jelzi a szondázási görbén, így α_K hánya-

dos nyilvánvalóan a kutatási mélységre jellemző szám. Nevezzük α_K -t szondázási koeficiensnek. Azért használjuk ezt a kifejezést, mivel a szondázási koeficiens segítségével számszerűen határozhatjuk meg, hogy a fúrásponton felvett szondázási görbén a 9. összefüggésben szereplő tényezők együttes hatására mekkora lesz a kutatási mélység:

$$Z = \alpha_K \cdot \overline{AB}_Z. \quad (15)$$

Így α_K segítségével meghatározható, hogy a fúrási rétegösszletben szereplő tényleges rétegvastagságoknak a szondázási görbe ordinátáján milyen \overline{AB} távolság felel meg. (Lásd 4. ábra). Jelöljük a fedőhomok réteg vastagságának (h_2) megfelelő \overline{AB} távolságot s_2 -vel, akkor

$$s_2 = \frac{h_2}{\alpha_K}. \quad (16)$$

A kavics réteg vastagságának (h_3) megfelelő \overline{AB} távolság

$$s_3 = \frac{h_3}{\alpha_K}. \quad (17)$$

A réteghatároknak megfelelő pontokat úgy kapjuk meg a szondázási görbén, hogy az $\frac{s_2}{2}$ -t az Y ponttól, $\frac{s_3}{2}$ -t az X ponttól felfelé és lefelé mérjük, s a végpontokban vízszintest húzunk. A vízszintesek és a szondázási görbe metszéspontja adja a réteghatároknak megfelelő pontokat.

E pontokat közvetlenül is megkaphatjuk a 15. összefüggésből, ha Z helyébe a réteghatár mélységét írjuk, s a kapott \overline{AB} távolságot a α_K tengelytől lefelé mérjük.

$$\overline{AB}_{z=h_1} = \frac{h_1}{\alpha_K}; \quad \overline{AB}_{z=h_1+h_2} = \frac{h_1+h_2}{\alpha_K} \text{ stb.} \quad (18)$$

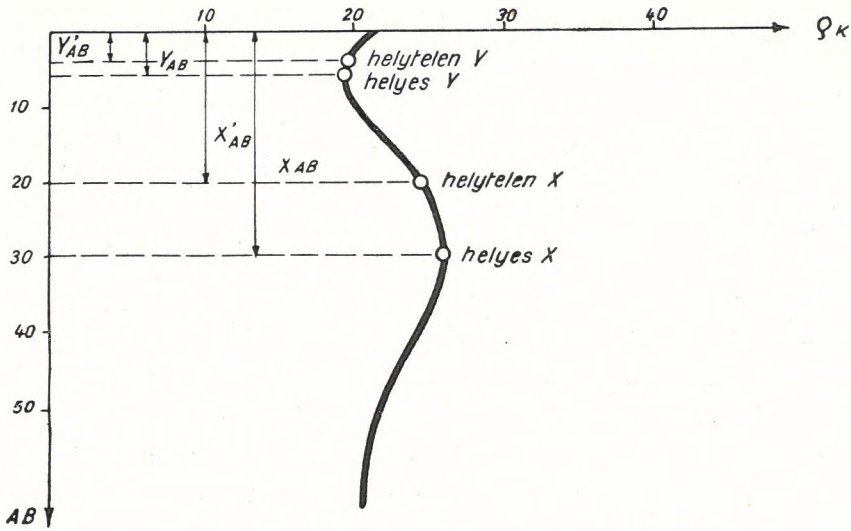
A végpontban húzott vízszintes és a szondázási görbe metszéspontja adja a keresett pontot. Ezzel egyben ellenőrizhetjük azt is, hogy az előbbi módszerrel helyesen határoztuk-e meg a réteghatárt.

Végül ellenőrizzük, hogy Y és X kijelölése, s így α_X és α_Y érték mennyire megbízható. Előfordulhat ugyanis, hogy Y és X pontot egyenlő mértékben feljebb, vagy lejjebb jelöljük ki a helyes Y , illetve X pontnál (5. ábra). Így α_X és α_Y értéke megegyezik, de α_K és az ebből számított kutatási mélység mégis helytelen lesz. α_K helyességének az ellenőrzését az teszi lehetővé, hogy megkeressük a szondázási görbén a réteghatároknak megfelelő pontokat. Helyes α_K érték esetén az Y pontból lefelé mért $\frac{s_2}{2}$ távolság végpontjának egybe kell esnie az X ponttól felfelé mért $\frac{s_3}{2}$ távolság végpontjával.

Legyen a két végpont között lévő távolság s_{23} . Szorozzuk meg ezt a szondázási koeficienssel és megkapjuk az első zárási hibát:

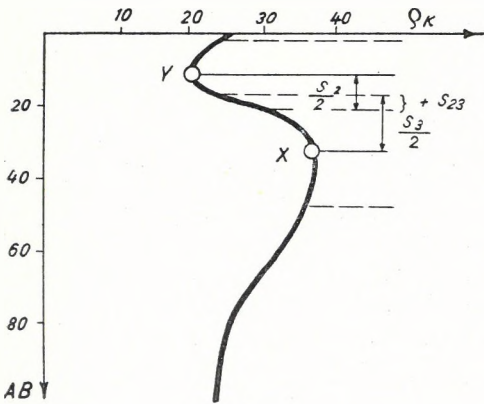
$$\mu_{23} = \pm s_{23} \cdot \alpha_K = \alpha_K \cdot (Y_{AB} + \frac{s_2}{2} + \frac{s_3}{2} - X_{AB}) \quad (19)$$

Pozitív zárási hibát ábrázol a 6a ábra, negatívot a 6b ábra.

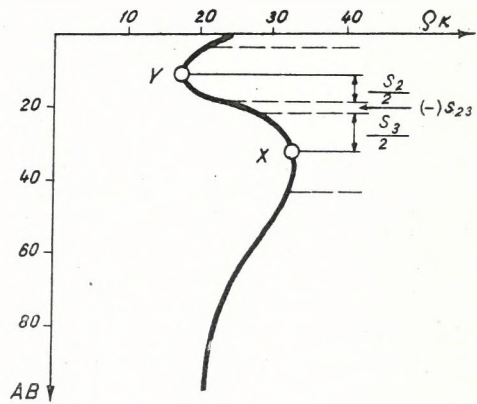


$$\frac{Y_M}{Y_{AB}} = \frac{X_M}{X'_{AB}} \qquad \frac{Y_M}{Y_{AB}} = \frac{X_M}{X_{AB}}$$

5. ábra.



6a ábra.



6b ábra.

Jelöljük az Y pontból felfelé mért $\frac{s_2}{2}$ távolság végpontja és a φ_K tengely közötti távolságot s_1 -gyel. Képezzük az alábbi szorzatot:

$$h' = s_1 \cdot \alpha_K \qquad (20)$$

Helyes α_B esetén h_i egyenlő a szárazfelszínnek a fúrásból vett vastagságával, h_1 -gyel. Így $h_1 - h'_1$ különbség a második szorzási hibát adja

$$\mu_{12} = h_1 - h'_1 = h_1 - \left(Y_{AB} - \frac{s_2}{2} \right) \cdot \alpha_K \qquad (21)$$

Helyesnek fogadhatjuk el α_K értékét, ha

$$\mu_{23} < \frac{h_2 + h_3}{40} \quad (22)$$

és

$$\mu_{12} < \frac{h_1}{20}. \quad (23)$$

Ha rétegösszletünkben több *kavics*, illetve *agyag* réteg következik egymás után, s ezek olyan vastagok, hogy a szondázási görbén több maximumot és minimumot okoznak, akkor α_K -t több ($\alpha_{Y1}, \alpha_{Y1}, \alpha_{Y2}, \alpha_{Y2}$) érték középértékeként számíthatjuk, α_K értéke pontosabb lesz, s így kisebb μ_{23} zárási hibákat kapunk. Tehát minél több elegendő vastagságú, eltérő fajlagos ellenállású réteg következik egymás után, annál megbízhatóbb α_K értéke.

Ha a *kavics* réteg kiemelődik, szondázási görbénk két réteget jelez, mert a *fedőhomok* és a *feküagyag* fajlagos ellenállása közel azonos. Kétréteg görbén nincs maximum vagy minimum, és így a szondázási koeficiens értéke nem határozható meg. Ha a *fedőhomok* és *feküagyag* fajlagos ellenállása között van akkora különbség, hogy az a szondázási görbén jelentkezik és a *fedőhomok* fajlagos ellenállása kisebb, akkor a minimumból meghatározható a szondázási koeficiens. Ellenkező esetben a *kavics* réteg kiemelődésekor nem határozható meg a szondázási koeficiens.

A szondázási szelvény kiértékelése a szondázási koeficiens segítségével történik. A szelvényt úgy tervezzük meg, hogy fúráspontról induljon ki és fúráspontról végződjék. A fúráspontról a szondázási szelvény irányával párhuzamosan 3—3 szondázást hajtunk végre, egymástól 3—6 méter távolságra. Mindhárom görbét egy koordináta rendszerben rajtuk fel és mind-egyiket grafikusán kiegyenlítjük. Ezután megszerkesztjük a három görbe középértékgörbéjét és ebből meghatározzuk mindkét fúráspontról a szondázási koeficiens értékét. A középértékgörbe használata szükséges, mert az egész szelvény kiértékelése a szondázási koeficiensen alapszik, így fokozottabban ügyelnünk kell arra, hogy valamilyen mérési hiba, vagy figyelembe nem vett geológiai és topográfiai hatás ne torzítsa el szondázási görbénket. Gondosan kell ügyelnünk, hogy a rendszerint igen változatos fúrás-rétegösszletből helyesen jelöljük ki a vízáteresztő *kavics* és a *fekühomok*, illetve *fedőagyag* réteg határát, valamint a *szárazfelszín* vastagságát. A két fúráspontról felvett vertikális szondázási görbék kiértékelése után a szelvényen végezzük el a szondázásokat. Ha a két fúráspontról eltérő szondázási koeficienset kaptunk, akkor a szelvény méréspontjaira vonatkozóan lineáris interpolációval határozzuk meg a szondázási koeficiens értékét a 3. egyenlethez hasonlóan.

A szelvény méréspontjain felvett szondázási görbéket grafikusán kiegyenlítjük, s kijelöljük a maximum- és minimumpontot. A méréspontokra vonatkozó szondázási koeficiens értékből meghatározzuk, hogy mennyivel magasabban helyezkedik el Y és X pont a minimum- és maximumpont felett. Utána kijelöljük a szondázási görbéken a réteghatárokat, ami kétféle eljárással történhetik.

A szabatosabb eljárás, ha a fúrás- és méréspontokon felvett szondázási görbéket log—log. papírra is felrajtuk. A két rétegre kiszámolt elméleti görbék és a fúráspontról felvett három, vagy ennél többretegű görbe első szakaszának

összevetéséből (a második réteg fajlagos ellenállásának ismerete nélkül is) meghatározzuk a *szárazfelszínnek* a szondázási görbéből számított elméleti vastagságát (m_1). A *szárazfelszín* valódi vastagságát (h_1) a fúrás réteggösszetételéből ismerjük, így számíthatjuk az első réteg anizotrópia koefficiensét (1. egyenlet).

$$\lambda_1 = \frac{m_1}{h_1}.$$

Ha mindkét fúrásponton meghatározzuk az első réteg anizotrópia koefficiensét, akkor bármely mérési pontra megadható értéke lineáris interpolációval (3. egyenlet).

A mérési pontokon is meghatározzuk a fentiekhez hasonlóan m_1 értékét. Legyen szondázási szelvényünk n méréspontjában az első réteg anizotrópia koefficiense λ_{1n} , akkor a valódi rétegvastagság (5. egyenlet):

$$h_1 = \frac{m_1}{\lambda_{1n}}.$$

A valódi vastagságból a szondázási koefficiens n pontra vonatkozó értékével (α_{Kn}) számíthatjuk s_1 -et:

$$s_1 = \frac{h_1}{\alpha_{Kn}}. \quad (24)$$

A kiértékelés egyszerűbb áttekintése érdekében meg kell jegyezni, hogy az eddigiek során egy rétegnek három vastagsága szerepelt: h a rétegnek valódi, a kutatófúrás réteggösszetételéből vett vastagsága; m a szondázási görbéből számított elméleti rétegvastagság, melyet a homogén, izotróp rétegekre számított elméleti görbékkel való összevetés alapján határoztunk meg. Az m meghatározásnál a szondázási görbét $\log - \log$ papíron ábrázoljuk, s általánosan elfogadott, hogy ρ_K értékét Schlumberger elektródaelrendezésnél $\frac{AB}{2}$, Wenner elrendezésnél $\frac{AB}{3}$ függvényében rakjuk fel; s a réteg tényleges vastagságának megfelelő AB távolság azon a szondázási görbén, melyet lineáris mértékű koordináta-rendszerben ábrázolunk, a (+) irányú abszcisszára ρ_K -t, a (−) irányú ordinátára \overline{AB} -t rakjuk fel.

Miután ismerjük n ponton s_1 -t, Y pont segítségével meghatározható a *fedőhomok* réteg vastagságának megfelelő AB távolság. Y a *fedőhomok* réteg középvonalának felel meg, tehát az abszcissza tengely és az Y ponton húzott vízszintes közötti távolság

$$b = s_1 + \frac{s_2}{2},$$

tehát

$$\frac{s_2}{2} = b - s_1. \quad (25)$$

Ugyanígy az Y és X ponton keresztül húzott vízszintesek közti távolság

$$c = \frac{s_2}{2} + \frac{s_3}{2}$$

és így

$$\frac{s_2}{2} = c - \frac{s_3}{2}. \quad (26)$$

A szondázási szelvény méréspontjain sokkal egyszerűbben kijelölhetjük a réteghatárokat, ha a *szárazfelszín* vastagsága 0,5 m-nél kisebb, s így elhanyagolható, vagy a két fúráspon között nem változik számottevően vastagsága. A *szárazfelszín* elhanyagolása esetén $\frac{s_2}{2}$ a e_K tengely és az Y pont közötti távolság, $\frac{s_3}{2}$ a 26. egyenletből számolható. Állandó vastagságú *szárazfelszín* esetén a fúrásponon meghatározott s_1 értéket visszük rá a szelvény szondázási görbéire. A többi réteghatár kijelölése az előbbi módon történik.

s_2 és s_3 ismeretében a szelvény méréspontjain számíthatjuk a rétegek valódi vastagságát:

$$h_2 = s_2 \cdot \alpha_K \quad (27)$$

$$h_3 = s_3 \cdot \alpha_K \quad (28)$$

Végül megadjuk a vízzáró *fekúagyag* mélységét

$$H = h_1 + h_2 + h_3 = \alpha_K \cdot \left(X_{AB} + \frac{s_3}{2} \right). \quad (29)$$

Az egyes méréspontokon nyert rétegvastagságok alapján most már megszerkeszthetjük a rétegszelvényt, amihez a szondázási szelvény szintézése szükséges.

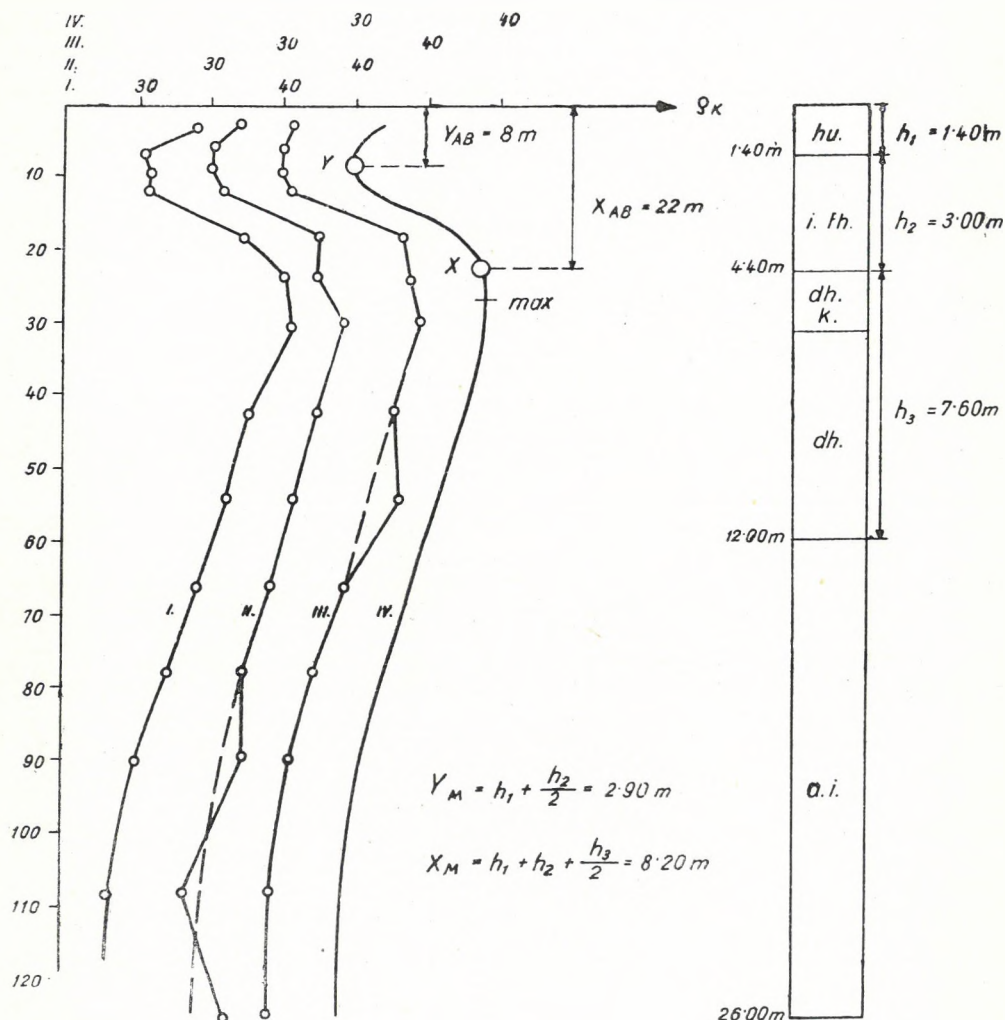
A kiértékelés egyszerűbbé válik, ha a mérések Wenner elektróda elrendezéssel történnek. A terepen nyert tapasztalatok azt bizonyították, hogy ekkor az Y pont majdnem teljesen egybeesik a minimumponttal, az X pont kevéssel a maximumpont fölött helyezkedik el. Így a kijelölés gyors és biztos, s ez nagy előny, mert az egész kiértékelés legnehezebb és legtöbb figyelmet követelő része az Y és X pont helyes kijelölése.

Az alábbiakban egy-egy számszerű példa mutatja be a szondázási koefficiens meghatározását és a réteg-szelvény megszerkesztését.

Példa a szondázási koefficiens meghatározására

A mért szondázási görbéket (lásd 7. ábra I, II, III) lineáris mértékű koordináta rendszerben rakjuk fel. A három görbét először megszabadítjuk az esetleges durva mérési vagy topográfiai hibáktól, amelyek rögtön előtűnnek, ha a görbéket egy koordináta rendszerben egymással párhuzamosan eltolva ábrázoljuk. Utána megszerkesztjük a három görbe középértékgörbét, s ha szükség van rá, grafikusán is kiegyenlítjük (IV. görbe). Megkeressük a maximum- és minimumpontot s az 1. és 2. táblázat alapján körülbelül kijelöljük X és Y pont helyét. Az első fúrásponon mért középértékgörbén ez eléggé pontatlanul végezhető csak el, s több X és Y pontot kell

kijelölnünk, míg megfelelő I_{23} és I_{12} zárási hibát kapunk. A mérésterület többi fúrásponyjain azonban már könnyen elvégezhető a kijelölés az első fúrásponton nyert adatok alapján.



7. ábra. A szondázási koeficiens meghatározása. I, II, III a kutatófúráson mért vertikális szondázási görbe; IV. a grafikusán kiegyenlített középértékgörbe. A kutatófúrás rétegösszlete: h. u. = humusz (a mérésterületen szárazfelszínnek felel meg); i. fh. = iszapos finomhomok; dh. k. = durva homok-kavics; ai. = agyagos iszap

Határozzuk meg az ordinátákat:

$$Y_{AB} = 8\text{ m},$$

$$X_{AB} = 22\text{ m}.$$

A fúrás rétegösszletében kijelöljük a réteghatárokat:

$$\begin{aligned}h_1 &= 1,40 \text{ m}, \\h_2 &= 3,00 \text{ m}, \\h_3 &= 7,60 \text{ m},\end{aligned}$$

$$Y_M = h_1 + \frac{h_2}{2} = 2,90 \text{ m},$$

$$X_M = h_1 + h_2 + \frac{h_3}{2} = 8,20 \text{ m}.$$

Kiszámítjuk a szondázási koefficiens értékét (logarléccel is elvégezhető):

$$\alpha_Y = \frac{Y_M}{Y_{AB}} = 0,362; \quad \alpha_X = \frac{X_M}{X_{AB}} = 0,372$$

$$\alpha_K = \frac{\alpha_Y + \alpha_X}{2} = 0,367$$

Ellenőrizzük, hogy az eltérés kisebb-e öt százaléknál:

$$\alpha_X - \alpha_Y = 0,010; \quad \frac{\alpha_K}{20} = 0,018$$

vagyis

$$\alpha_X - \alpha_Y < \frac{\alpha_K}{20}.$$

Meghatározzuk az egyes rétegeknek megfelelő AB távolságot:

$$s_2 = \frac{h_2}{\alpha_K} = 8,18 \text{ m},$$

$$s_3 = \frac{h_3}{\alpha_K} = 20,07 \text{ m}.$$

Végül kiszámítjuk a zárási hibákat:

$$\mu_{23} = \alpha_K \cdot \left(Y_{AB} + \frac{s_2}{2} + \frac{s_3}{2} - X_{AB} \right) = + 0,05 \text{ m},$$

$$\frac{h_2 + h_3}{40} = 0,27 \text{ m},$$

vagyis

$$\mu_{23} < \frac{h_2 + h_3}{40},$$

$$\mu_{12} = h_1 - \left(Y_{AB} - \frac{s_2}{2} \right) \cdot \alpha_K = - 0,03 \text{ m},$$

$$\frac{h_1}{20} = 0,07 \text{ m},$$

vagyis

$$\mu_{12} < \frac{h_1}{20}.$$

A réteghatároknak megfelelő szondázási görbe pontokat a 18. egyenlet alapján is meghatározhatjuk.

$$AB_{z=h_1} = \frac{h_1}{\alpha_K} = 3,81 \text{ m},$$

$$AB_{z=h_1+h_2} = \frac{h_1 + h_2}{\alpha_K} = 12,00 \text{ m}$$

$$AB_{z=h_1+h_2+h_3} = \frac{h_1 + h_2 + h_3}{\alpha_K} = 32,70 \text{ m}.$$

Példa a rétegszelvény megszerkesztésére (8. és 9. ábra)

Szondázási szelvényünk az *I.* fúráspontról indul ki, áthalad a *II.* fúráspontra és a *III.* fúráspontra végződik. A terítés iránya a három fúráspontra és a szelvény összes méréspontján azonos. A szondázási koefficiens értéket mindhárom fúráspontra meghatározzuk.

$$I. \text{ f. p. } \alpha_K = 0,365$$

$$II. \text{ f. p. } \alpha_K = 0,330$$

$$III. \text{ f. p. } \alpha_K = 0,300$$

A szelvény méréspontjain lineáris interpolációval kapjuk meg α_K értéket:

$$1 \text{ m. p. } \alpha_K = 0,36$$

$$2 \text{ m. p. } \alpha_K = 0,35$$

$$3 \text{ m. p. } \alpha_K = 0,34$$

$$4 \text{ m.p. } \alpha_K = 0,32$$

$$5 \text{ m. p. } \alpha_K = 0,31$$

$$6 \text{ m. p. } \alpha_K = 0,31$$

A szelvény méréspontjain mért görbéket grafikusán kiegyenlítjük és kijelöljük *Y* és *X* pontot. *Y* pont kijelölése egyszerű, mert mindhárom fúráspontra középértékgörbéjén *Y* majdnem egybeesik a minimumponttal, s így a szelvényen mért görbéken is a minimumponton jelölhetjük ki *Y*-t. *X* kijelölése már nehezebb. Az első fúráspontra kapott középértékgörbéjén a maximumpont és a ϱ_K tengely közti vertikális távolság 27 méter, az *X* pont ordinátája (X_{AB}) 22 méter. A kettő különbsége 5 méter. Képezzük az alábbi hányadost:

$$r_I = \frac{27}{5} = 5,4$$

A *II.* fúráspontra a hányados értéke

$$r_{II} = \frac{16}{1} = 16,0$$

A két fúrás pont között lévő szondázási görbéken úgy jelöljük ki X pont helyét, hogy az említett hányados értéke az I . fúrás ponttól való távolság függvényében 5,4 és 16,0 között legyen. Számszerűleg n pontban a hányados értéke (r_n), ha n pontnak az I . fúrás ponttól való távolsága d , a két fúrás pont egymástól való távolsága D

$$r_n = r_I + \frac{r_{II} - r_I}{D} \cdot d.$$

Az r_n értéket a szondázási szelvény minden egyes méréspontjában meghatározzuk, s ennek ismerete alapján már könnyen kijelölhető az X pont.

A kiértékelés a továbbiakban már egyszerű. A *szárazfelszín* kis vastagságú, s mindhárom fúrás réteggösszletében közel azonos, így az egész szelvényen 1,30 vastagságú h_1 réteggel számolhatunk. A szondázási koefficiens középértékéül 0,33-ot veszünk fel. Ebből a *szárazfelszín* átlagos vastagságának megfelelő AB távolság

$$s_1 = \frac{1,30}{0,33} = 3,90 \text{ m} \quad (\text{lásd 8. ábrán}).$$

s_1 ismeretében a 25. és 26. összefüggés segítségével meghatározható s_2 és s_3 a szelvény valamennyi méréspontján, s a megfelelő érték segítségével számítható a valódi rétegvastagság.

$$\begin{array}{l} 1 \text{ m. p. } s_2 = 4,2 \text{ m} \quad h_2 = 1,5 \text{ m} \\ \quad \quad s_3 = 21,0 \text{ m} \quad h_3 = 7,6 \text{ m} \\ \hline \quad \quad \quad 25,2 \text{ m} \quad \quad 9,1 \text{ m} \end{array}$$

$$\begin{array}{l} 2 \text{ m. p. } s_2 = 4,2 \text{ m} \quad h_2 = 1,5 \text{ m} \\ \quad \quad s_3 = 15,0 \text{ m} \quad h_3 = 5,3 \text{ m} \\ \hline \quad \quad \quad 19,2 \text{ m} \quad \quad 6,8 \text{ m} \end{array}$$

$$\begin{array}{l} 3 \text{ m. p. } s_2 = 9,8 \text{ m} \quad h_2 = 3,3 \text{ m} \\ \quad \quad s_3 = 6,8 \text{ m} \quad h_3 = 2,3 \text{ m} \\ \hline \quad \quad \quad 16,6 \text{ m} \quad \quad 5,6 \text{ m} \end{array}$$

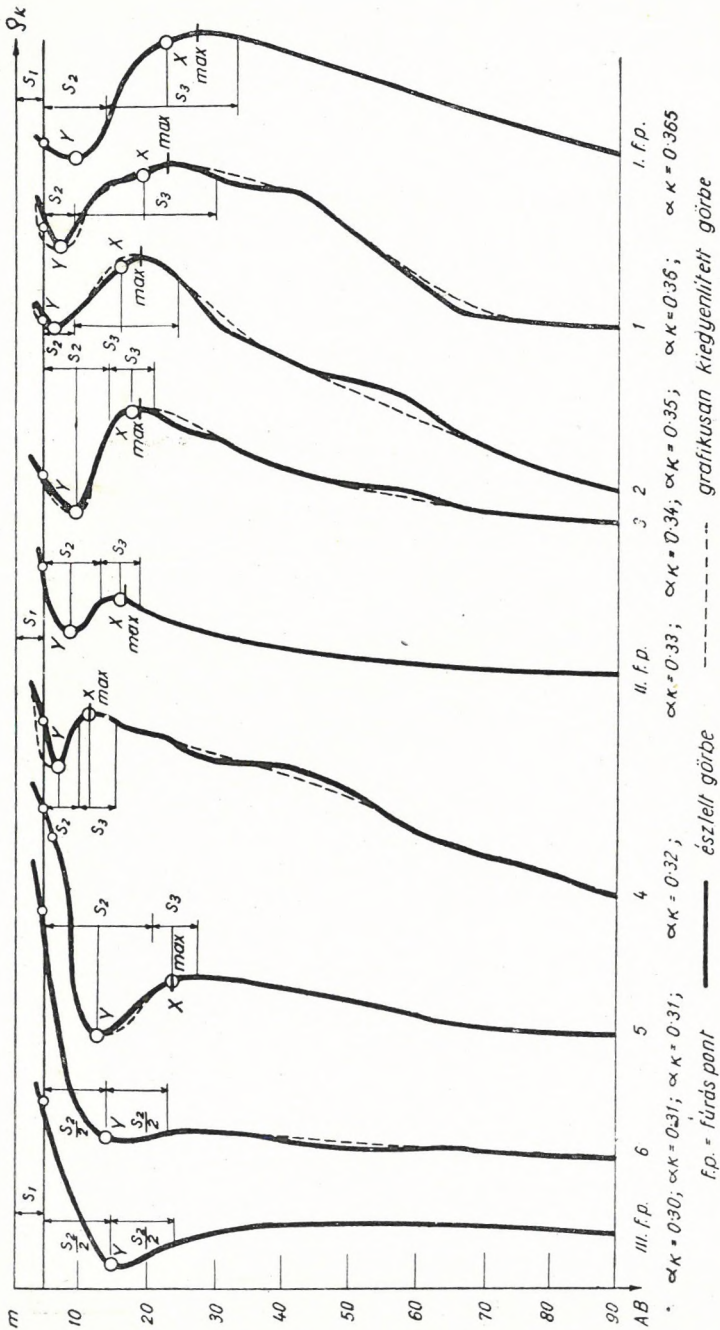
$$\begin{array}{l} 4 \text{ m. p. } s_2 = 5,0 \text{ m} \quad h_2 = 1,6 \text{ m} \\ \quad \quad s_3 = 5,2 \text{ m} \quad h_3 = 1,7 \text{ m} \\ \hline \quad \quad \quad 10,2 \text{ m} \quad \quad 3,3 \text{ m} \end{array}$$

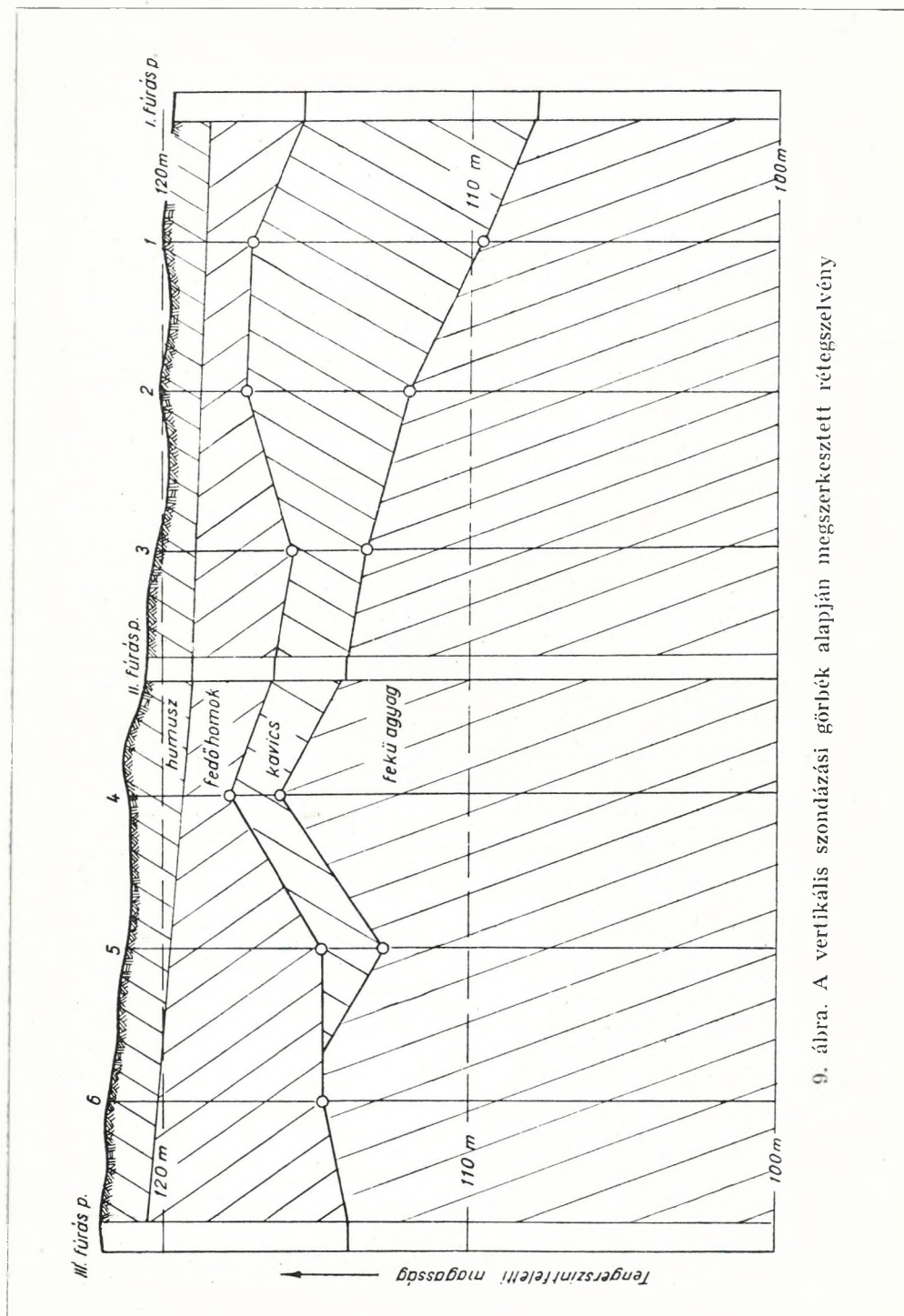
$$\begin{array}{l} 5 \text{ m. p. } s_2 = 16,0 \text{ m} \quad h_2 = 5,0 \text{ m} \\ \quad \quad s_3 = 6,5 \text{ m} \quad h_3 = 2,0 \text{ m} \\ \hline \quad \quad \quad 22,5 \text{ m} \quad \quad 7,0 \text{ m} \end{array}$$

$$6 \text{ m. p. } s_2 = 18,0 \text{ m} \quad h_2 = 5,6 \text{ m}$$

A réteghatárok valódi vastagságának meghatározása után megszerkesztjük a rétegszelvényt (9. ábra).

Több feltalajkutatás céljából felvett szondázási szelvényt értékeltünk ki a leírt eljárással. Azt tapasztaltuk, hogy a kiértékelés sikerrrel alkalmazható olyan területen, ahol





9. ábra. A vertikális szondázási görbék alapján megszerkesztett rétegszelvény

- a) A kutatófúrások 1—5 km távolságra helyezkednek el egymástól.
- b) A topográfia nem túlságosan szabdalt.
- c) A rétegek vastagsága s egymásközi fajlagos ellenálláskülönbsége akkora, hogy a mért szondázási görbén jól felismerhető maximum és minimum jelentkezik.
- d) A mérésterületen a szondázási koeficiens értéke nem változik nagy mértékben.

Ha ezek a feltételek teljesülnek, akkor a mérések alapján szerkesztett rétegszelvény 1 m-es pontosságig megbízhatónak vehető.

Nem érhető el ilyen pontosság olyan területeken, ahol a szondázási koeficiens értéke nagy mértékben változik. Ezekben a területeken a rétegszelvény csak téjázkoztatást ad az általajra vonatkozóan.

Összevetve a dolgozatban tárgyalt két kiértékelési eljárást, végeredményben azt mondhatjuk, hogy az elméleti görbeseregeken alapuló kiértékelés gyorsan elvégezhető s pontos eredményt ad, ha két vagy három réteges rétegösszletünk van. Négyréteg esetén is jó eredményt kapunk, ha a legfelső réteg vastagsága olyan kicsiny, hogy a szondázási görbéken korrigálható. Más-különben háromnál nagyobb rétegszám esetén a réteghatárok kijelölése igen nehézkesé és meglehetősen pontatlanná lesz. Kétréteges rétegösszlet esetén a kiértékeléshez nemszükséges ρ_2 ismerete, így elegendő, ha olyan kutatófúrások állanak a rendelkezésünkre, melyekben nem végezhető lyukszelvényezés.

A szondázási koeficiens segítségével történő kiértékelés igen megbízható eredményeket ad, ha az említett feltételek teljesülnek. Használható az eljárás még öt. sőt hatréteges elrendezésnél is, ha az egyesrétegek vastagsága és fajlagos ellenálláskülönbsége megfelelően nagy. Előnye az eljárásnak, hogy éppen sokréteges elrendeződés esetén ad pontos eredményt. Hátránya, hogy kétréteges általaj esetén nem használható.

IRODALOM

- Volker Fritsch*: Grundzüge der angewandten Geoelektrik. Wien. 1949. Monzsche Verlags und Universitätsbuchhandlung.
- I. I. Jakosky*: Exploration geophysics. Los Angeles. 1940. Trija.
- Dahnov V. N.*: A kőolaj- és földgázlelőhelyek elektromos kutatása.

И. ГАЛФИ и И. ЛИПТАИ:
МАНОМЕТР ДЛЯ ЦЕЛЕЙ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ

Авторы знакомят нас с измерительным прибором, пригодным для регистрации ударных волн, обусловленных взрывами, выполненными как под дневной поверхностью, так и над ней. Ударные волны наблюдаются вследствие деформации упругой пластинки. Деформация пластинки преобразовывается индикатором, основанным на изменениях самоиндукции, вследствие чего получают пригодные для осциллографической записи электрические сигналы, причем смещение сигнала, измеренное при регистрации, прямо пропорционально действующему давлению. Опубликованы принципы измерений, выполненных пластинчатой пружиной и индикатором, также как и данные экспериментального прибора и метод его калибровки. Для иллюстрации действия прибора служат два примера: регистрация воздушного взрыва и запись взрыва, выполненного из значительно обрешенной скважины.

J. GÁLFI and I. LIPTAY:

PRESSURE GAUGE FOR SEISMIC INVESTIGATION PURPOSES

Authors are introducing a measuring apparatus suitable for the registration of pressure waves originating from subsurface or surface explosions.

These waves are observed by means of the deformation of an elastic plate. Deformation of the plate gets transformed into electric signals suitable for oscillograph registrations by means of an indicator based upon inductance changes so that the signal movements measured upon the registration is directly proportional to the effective pressure.

They are discussing the measuring principles of the plate springs and the indicator, further the dates of an experimental arrangement and method of calibration.

Two measurement examples (registration of air shot and shot-hole fatigue) illustrate the operation of the arrangement.

NYOMÁSMÉRŐ SZEIZMIKUS KUTATÁSI CÉLOKRA

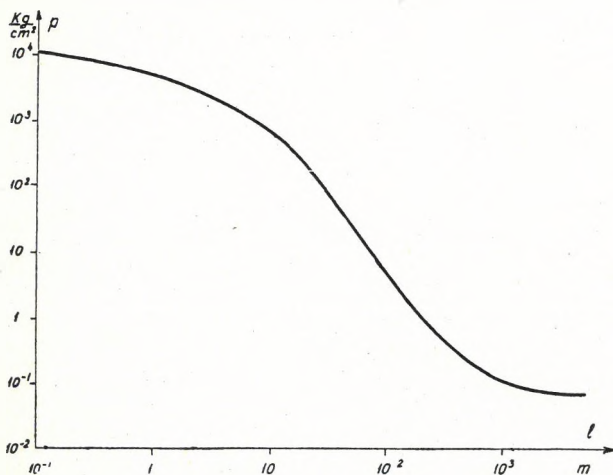
GÁLFI JÁNOS ÉS LIPTAY ISTVÁN

Az utóbbi években a szeizmikus kutatók fokozottabb figyelmet fordítanak a hullámkeltési körülmények tanulmányozására. Ezt a tényt — amely a közelmúlt szeizmikus irodalmában is híven tükröződik — természetesnek kell tartanunk, ha azokra az eredményekre gondolunk, amelyeket a szeizmikus módszerek továbbfejlesztésével értek el az utóbbi néhány évben. A reflexiós szeizmikus kutatásban külföldön [1] és idehaza a légrobbantás eljárása hozott újabb eredményeket, a refrakciós mérések területén Gamburcev [2] eljárása nyit új távlatokat, s ha szélesebb körben, a bányászati kutató szeizmikán túl, magának a bányászatnak a területére nézünk, Kóta [3] miliszekundumos eljárását kell említenünk. A felsorolt eljárások közös vonása, hogy a hullámkeltő robbantási eljárásokat vették vizsgálat alá, és megfelelő módosítással

A kézirat 1954 április 16-án érkezett be.

vagy a körülmények megfelelő választásával érték el elsősorban eredményeiket. Azok az eljárások viszont, amelyek a felvevőberendezések megfelelő alakításával — a hullámanalizálás bevezetésével és az ennek megfelelő magnetofonos felvevőberendezés kidolgozásával — jelentős újabb lépésnek mondhatók, bár egyelőre csak a reflexiós szeizmika területén, az említetteknél bonyolultabbak és nehezebben valósíthatók meg.

Hazai kutatásunk területén is megmutatkoznak mindazok az igények, amelyek általában a szeizmikát irányítják. Itthon is elsődrendűen fontos a nem, vagy csak rosszul reflektáló ú. n. néma területek vizsgálata és modern refrakciós módszer kidolgozása az alföldi és dunántúli területű medence-



1. ábra

fenék viszonyainak tanulmányozására. Nem kevésbé fontosak azonban bányászatunk igényei sem, mert ezen a területen, a kőzetnyomások vizsgálatában, a repesztések és nagyobb bányászati robbantások hatásának tanulmányozásában még igen sok tennivalónk van.

Ezekre a körülményekre volt figyelemmel a Geofizikai Intézet, amikor nagyobb távlatú programot indított el a robbantásos hullámkeltés körülményeinek tanulmányozására. A kutatást végző szeizmikus kollektíva fel-

adata módszereket kidolgozni a kérdés tanulmányozására, műszereket szerkeszteni vagy alkalmazni a kutatáshoz és ezek segítségével új eljárásokat bevezetni, illetve a használatban lévő eljárások lehetőségeit és határait pontosan felderíteni.

Jelen dolgozatunkkal — amelyben berendezést írunk le a nyílt vagy fojtott robbantásnál keletkező nyomáshullám vizsgálatára — egyben ahhoz a tanulmányosorozathoz is csatlakozni kívánunk, amely részint a Magyar Tudományos Akadémia Közleményeiben [4], részint a Geofizikai Közleményekben [5] jelent meg, és reflexiós szeizmikus mérésekre alkalmas berendezés szerkesztési elveit tartalmazta.

Olyan nyomásmérő szerkesztéséhez, amellyel szeizmikus kutatás során vagy bányászatban végzett robbantás nyomáshullámát a robbantóhely szűkebb környezetében (0—50 m) kívánjuk tanulmányozni, figyelembe kell venni a következőket:

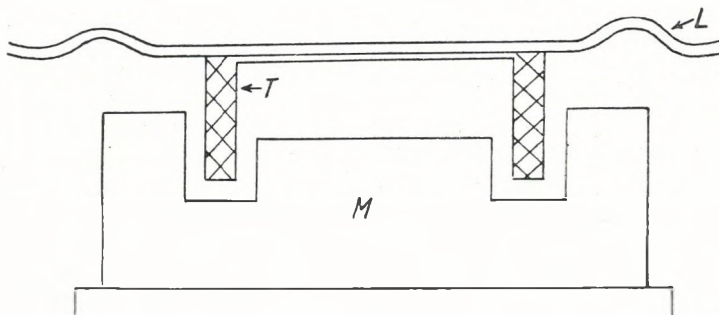
1. A nyomásmérőnek könnyen mozgathatónak és kisméretűnek kell lennie, hogy szükség esetén fúrólyukba helyezhető, talajba beásható legyen. Bírnia kell a terepviszontagságokat, különösen a nedvességet, alkalomadtán a nyugvó vagy áramló víz hatását.

2. Igen széles skálában kell nyomásokat regisztrálnia (1. ábra) elegendő érzékenységgel. Nagyobb nyomások regisztrálása esetén számolnunk kell a nyomásmérő erős mechanikai igénybevételével is.

3. A nyomásmérőt sokszor s robbantási hely közvetlen közelében, a regisztráló berendezést pedig attól nagyobb, 100—200 m távolságra kell elhelyezni. Ez az eset fordul elő akkor, ha a nyomásmérőt mély fúrólyukba bocsátjuk le, vagy ha légrobbantásnál biztonsági okokból kell az észlelőnek a regisztrálóberendezéssel együtt távolabb elhelyezkednie.

4. A regisztrálandó folyamatok rövid időtartamúak (1—100 msec. nagyságrendűek), frekvenciatartományuk 0—5000 Hz. Ebből a tartományból lényeges számunkra a 10—1000 Hz sáv.

Kísérleteink megindításakor a nyomásmérők gazdag irodalmából [6] megállapítottuk, hogy milyen típusok alkalmazása kerülhet szóba. Véleményünk szerint a szenes típusok instabilitásuk és magas alapzajuk, nedvességérzékenységük miatt nem kerülhettek szóba. A piezokristályos megoldások is ez



2. ábra

utóbbi hibát mutatják, továbbá közvetlen közelükben kell elhelyezni az előerősítőt. A különben igen előnyös, nagy érzékenységű kondenzátoros típusokat is mellőznünk kellett, mert figyelemmel a 3. alattiakra, vagy egészen különleges kikapacitású kábelt kellene használnunk, vagy előerősítőt kellene a nyomásmérő közelében elhelyezni. Ez utóbbi a már mondottak miatt nem lehetséges. Meg kell még említenünk a szenes típusokkal lényegileg rokon félvezetős megoldást (vezető gumi), amely magas hiszterézise miatt nem bizonyult használhatónak. Mindezek figyelembevételével az indukcióváltozáson alapuló nyomásméréshez folyamodtunk, amely kevésbé használatos ugyan, de az említett követelményeknek jól megfelel.

Az a követelmény, hogy nyomásmérőnk valóban a *nyomást* és ne a nyomás *deriváltját* mérje, kirekeszti a szeizmikus kutatásban használt induktív típusokat, az akcelerométereket. Végleges megoldásunkban, — eltérően a nyomásmérők megoldásánál szokásos úttól, vasmagos tekercs önindukciójának változását használtuk fel, amely akkor mutatkozik, ha a tekercs helyzetét változtatja a vasmaghoz képest. A 2. ábra a nyomásmérő elvi megoldását mutatja. A *T* tekercs az *M* vasmaghoz képest a nyíl irányában mozdul el, ha a tekercset tartó *L* rugalmas lemez nyomás hatására deformálódik.

A teljes nyomásmérő berendezés alkatrészei a következők:

1. A *nyomásmérő* (szonda), amely a változó önindukciójú elemet tartalmazza, és amelyet kábel kapcsol a távol elhelyezett

2. *erősítőrészhöz*. Ebben van elhelyezve a váltóáramú generátor, amelynek árama a szondán átfolyik és az erősítő rész, amely az önindukcióváltozáshól eredő feszültségváltozást felerősíti.

3. A regisztráló rész, amely az erősítőhöz csatlakozó hurkos galvanométereket, az idősavozó és papírtovábbító egységeket foglalja magában.

Az egyes elemeket alább részletezzük:

1. A szonda. Mint a 2. ábrán látható, lemeZRúgós megoldást használtunk. Ismeretes, hogy egyes lemeZRúgók, egy oldalról ható hidrosztatikus nyomással igénybevéve igen jó tulajdonságokat mutatnak [7]. A mi szempontunkból a linearitás és a stabilitás a lényeges, azaz, hogy a lemeZRúgó behajlása arányos legyen a ható nyomással és a lemeZRúgó terheletlen állapotban (mindkét oldalról azonos nyomás) mindig azonos helyzetet foglaljon el. Centrális szimmetriát mutató hullámos lemezek az irodalom tanúsága szerint célunknak jól megfelelnek. Sima lemezek feszültségmentesítése nehéz feladat, ezért ezekkel nem is foglalkoztunk. Káros feszültségek kialakulását úgy kívántuk elkerülni, hogy hullámos lemezeinket tartógyűrűnkbe alacsony olvadáspontú ónnal forrasztottuk be. Célszerűnek találtuk a jó rugalmas tulajdonságú foszforbronz lemezek használatát, amelyre az irodalomban [8] $9,8-10,5 \times 10^5$ kg/cm² értékű Young-modulust találunk. A következőkben az $E = 10^6$ kg/cm² átlag értékkel számolunk. (Acél anyagokat nem ajánlatos használni. Ezeknél ugyanis átmagneseződéssel számolhatunk és akkor az önindukció változás mellett még indukció is fellép).

A lemeZRúgó méretezéséhez összefüggést kell találnunk a ható nyomás (p) és a létrejövő elmozdulás (a lemez középpontjának elmozdulása: s) között. Erre a célra Wuest [7] tapasztalati képletét fogjuk használni:

$$s/d = (1 - m^2) \cdot (p : E) \cdot (d : h)^{1,5} \cdot G.$$

A már ismertetett jelöléseken kívül: d a kör alakú lemez hatásos átmérője, h a vastagsága, m a Poisson-szám, amelyet jó közelítéssel 0,3-nek vehetünk fel, E a Young-modulus. A G mennyiség a hullámosságtól függ. (A hullámosságot mint a lemezbe préselt hullám mélységének és a hatásos átmérőnek a hányadosát értelmezzük.) Ha a hullámosságra $1/50$ értéket veszünk fel, G -re 3 adódik. E , G , m , értékeit beírva és a $k = d/h$ jelölést bevezetve kapjuk:

$$s = 3 \cdot d \cdot p \cdot k^{1,5} \cdot 10^{-6}.$$

A méretezésnél érvényesítendő szempontok a következők:

1. Megkívánjuk, hogy az elmozdulások arányosak legyenek a nyomással, azaz, hogy a linearitás határán belül maradjunk. Hullámos lemeZRúgót hosszan tartó nyomásnak kitéve a fenti követelés akkor teljesül, ha a deformáció, s , nem lépi túl a lemeZvastagságot, h -t. Képletben kifejezve:

$$3 \cdot d \cdot p \cdot k^{1,5} \cdot 10^{-6} \leq h,$$

azaz

$$p \cdot k^{2,5} \leq 3,3 \cdot 10^5.$$

Ilyen állandó nyomásról van szó akkor, ha a nyomásmérőt vízzel telt fúrólyukba engedjük le. Ha 100 m maximális mélységgel számolunk; $k^{2,5} \leq 3,3 \cdot 10^5$. Ebből 1 mm-es lemez használata esetén d -re 64 mm maximális átmérő adódik.

2. A regisztrálandó nyomáshullám tranzienst jellegű, tehát nagyobb deformációkat is megengedhetünk, mint sztatikus terhelés esetén. A várható nyomási értékekről az 1. ábra ad képet, amely Morris adatai alapján

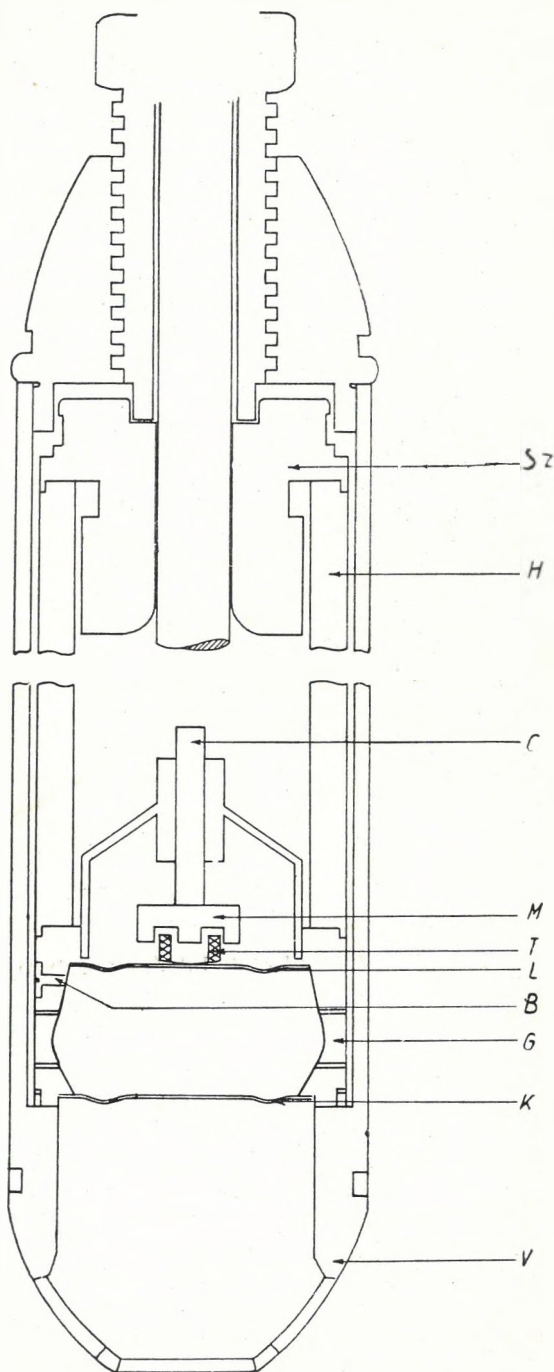
0,5 kg dinamit körül kialakuló nyomáshullám hozzávetőleges értékeit nyújtja. Eszerint 10^3 kg/cm² értékkel még gyakran kell számolnunk. Ha a lemezünket az 1. alatti feltétellel erre méretezzük: $k^{2.5} \leq 330$, azaz 1 mm-es foszforbronzból csak 10 mm átmérőjű rúgó használható. Mivel azonban a nyomás tranziens, az így méretezett lemez nagyobb nyomásra is használható.

3. A későbbiekben rámutatunk arra, hogy a linearitás feltételezése csak egy bizonyos értéknél kisebb önindukció változásokat enged meg. Ez a lemezrúgó méretezésének szempontjából újabb korlátozás. Az általunk használt típusnál ebből az okból sztatikus nyomásra legfeljebb $s = 0,1$ mm, tranziens nyomásra pedig $s = 1$ mm engedhető meg. Ez a korlátozás megfelel annak, hogy:

$$p \cdot h \cdot k^{2.5} \leq 3,3 \cdot 10^4, \text{ illetve} \\ 3,3 \cdot 10^5.$$

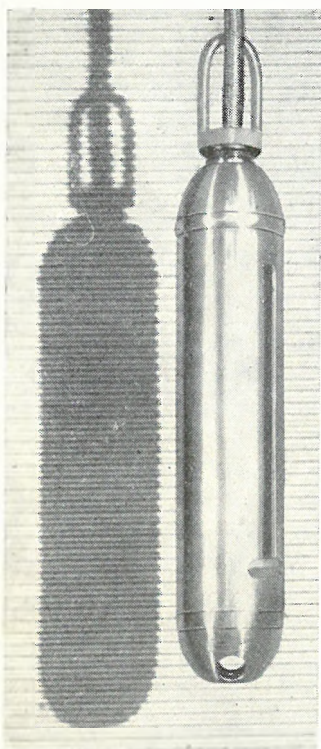
Ha maximális sztatikus nyomásnak újból 100 m vízoszlop nyomását, azaz 10 kg/cm²-t vesszünk fel, maximális tranziens nyomásnak pedig 10³ kg/cm²-t, 1 mm-es lemezt feltételezve d -re 16 mm, illetve 10 mm adódik.

Az előzőkből nyilvánvaló, hogy nem lehetséges a teljes mérendő tartományt egyetlen rúgólapalattal átfogni. Mivel azonban annak érdekében, hogy a rúgólapot feleslegesen ne terheljük, a könnyű mozgó tekercset erősítjük hozzá, le kell mondanunk a rúgólap egyszerű cserélhetőségéről. Ezt a nehézséget úgy hidaltuk át, hogy a tekercset tartó lemezre nem közvetlenül engedjük hatni a külső nyomást, hanem előtéttel [9],



3. ábra

amely lényegileg folyadékkal töltött manométerszelence. A szelence egyik lapja a mérőlemez, a másik lapja pedig a külső nyomásra méretezett lemezzugó. Ez utóbbi egyszerűen cserélhető.

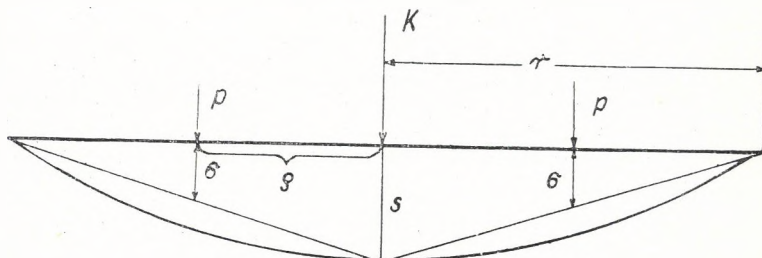


4. ábra

Az egész nyomásmérő szonda műszaki megoldása a 3. ábrán látható. A légmentesen zárt H acéltok belsejében van elhelyezve a 2. ábrán vázlatosan már ismertetett T mozgótekerecs, amely az L mérő lemezzugóhoz van rögzítve. Az M permalloy vasmag helyzete a C tartó segítségével állítható. A tekeresvégek kiskapacitású árnyékolt kábel melegvezetékeihez, illetve árnyékolásához csatlakoznak. A kábelt az SZ tömszelencén át vezetjük ki a szondából. A H tokhoz csatlakozik csavarmenttel az előtét, amely átlátszó G műanyaggyűrűből és erre rácsavarható K lemezzugót tartó gyűrűből áll. Az előtétet olajjal töltjük ki. Buborékmentesítésről a B szeleppel gondoskodunk. Az áttetsző plexiüveg-gyűrűn átnézve, egyszerűen meggyőződhetünk a légmentesítés megtörténtéről. A V védőrész sérüléstől védi a lemezzugót, de akadálytalanul engedi hatni a külső nyomást. A szonda kivitelezéséről a 4. ábrán közölt fényképfelvétel ad tájékoztatást.

Nyomásméréseink kiértékeléséhez hitelesítenünk kell a használt lemezzugókat, azaz fel kell venünk nyomási és frekvencia karakterisztikájukat.

1. A nyomáskarakterisztika felvételét megkönnyíti, hogy nem szükséges hidrosztatikai nyomást használnunk, hanem elegendő, ha a középpontjában ható merőleges erővel nyomjuk meg lemezzugókat, és a középpont elmozdulását határozzuk meg az erő függvényeként. Kis elmozdulásokat tételezve fel, ugyanakkora középpontelmozdulást okozó K középponti erő



5. ábra

(5. ábra) és p hidrosztatikus nyomás közötti összefüggést a deformációs munkák egyenlőségéből egyszerűen számíthatjuk:

$$K \cdot s = \int_0^r 2\pi p \cdot \sigma \cdot d\varrho$$

azzal a megszorítással, hogy $\sigma(0) = s$ és $\sigma(r) = 0$. Ha első közelítésben σ -ra lineáris, illetve négyzetes összefüggést veszünk fel, előbbi összefüggésünk így alakul:

$$K \cdot s = r^2 \cdot \pi \cdot p \cdot s \cdot k$$

A k tényezőre 0,3, illetve 0,5 adódik. Ha jobb közelítést választunk, k -ra 0,38—0,46 közötti értékek adódnak a lemeZRÚGÓ egyéb adataitól függően.

A lemeZRÚGÓ nyomáskarakterisztikájának felvételét a fentiek alapulvételével úgy végeztük, hogy középpontjában emelő segítségével nyomtuk meg és az elmozdulást optikai mikrométerrel mértük. 40 mm átmérőjű, 1/50 hullámosságú foszforbronz lemeZRÚGÓNK karakterisztikáját a 6. ábra A egyenese ábrázolja. A k és p értékek a jobboldalon vannak feltüntetve.

2. A frekvenciakarakterisztika felvétele céljából lemeZRÚGÓNK egységtranzienzfolyamatát regisztráltuk. A fentiek szerint itt is középponti erőt használhattunk. A lemeZT középpontjában 3—5 kg súllyal megfeszítettük (a súly a lemeZre forrasztott fémszálon függött) és a tartó fémszálat pillanatnyi áramlökéssel elégettük. A pillanatnyinak tekinthető nyomásváltozást a lemeZRÚGÓ 0,5 msec-nál rövidebb idő alatt követte. (Pontosabb mérést nem végeztünk.) Eszerint a lemeZRÚGÓ határfrekvenciája $f \geq 1/10^{-3}$ Hz. A frekvenciakarakterisztika alakját a 7. ábra mutatja.

2. *Indikátor és erősítő rész.* A szonda elektromos kapcsolását a 8. ábra A rajza mutatja. A hálózat egyszerűsítve a B rajzon látható. Eszerint lényegileg Wheatstone-hiddal van dolgunk, amelyet az F frekvenciagenerátor 6000 Hz-es 1—10 V-os feszültséggel táplál és amelyen nagy belső ellenállású V voltmérővel (az erősítővel) mérünk feszültséget. Ezt a kapcsolási módot a hidkapcsolások közismert előnyei miatt választottuk.

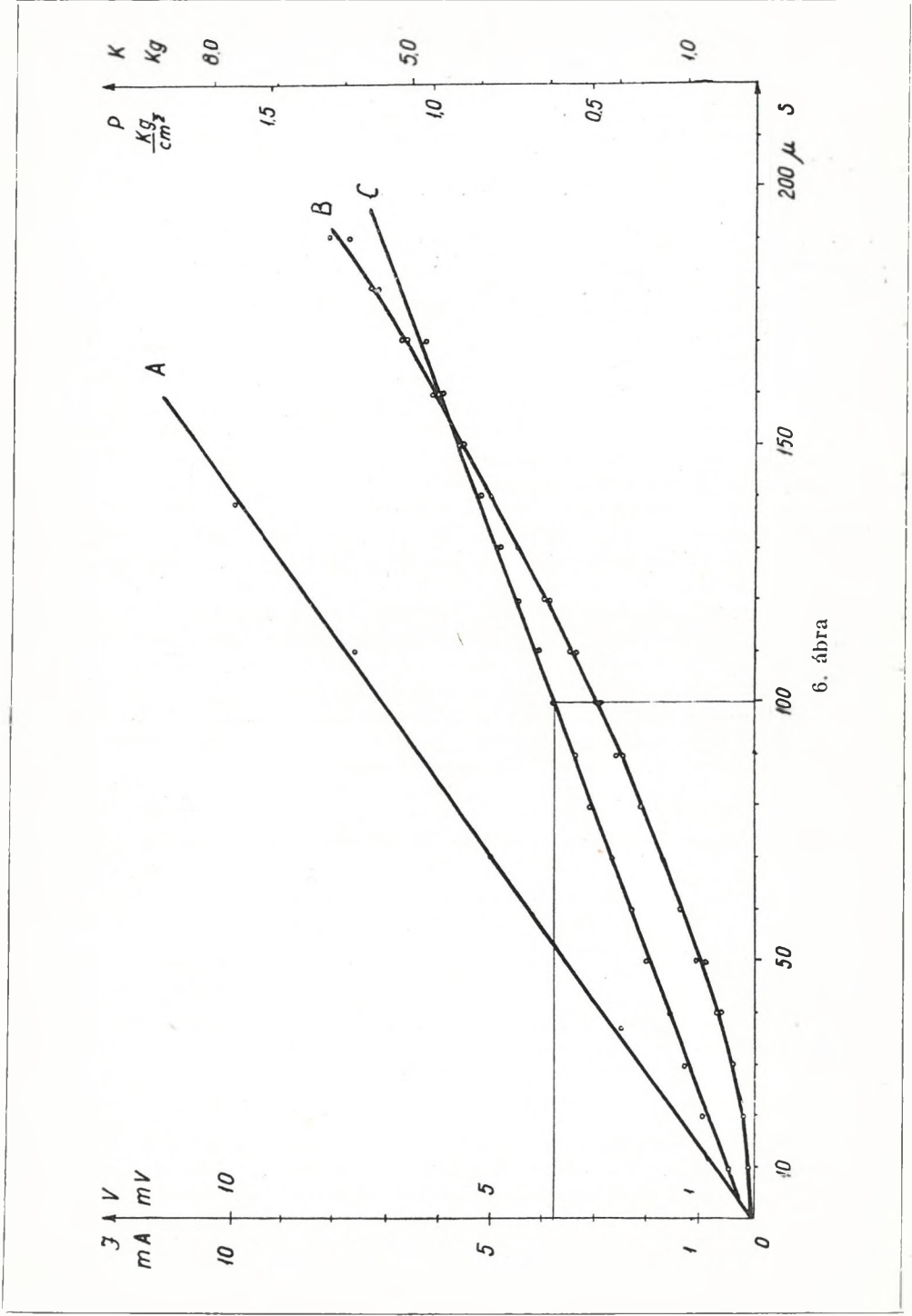
A szonda lengőtekerésének ohmos ellenállását jelöltük R_1 -gyel (300 ohm), önindukcióját L_1 -gyel (0,2 Hy), a kábelkapacitást C_1 -gyel (kb. 500 pF). A vezetékellenállást figyelmen kívül hagyhatjuk. A szondára vonatkozó ohmos tagokat A_1 -gyel, az induktív tagok eredő ellenállását B_1 -gyel jelöltük. B_1 értéke kb. 7500 ohm. A kompenzáló A_2 , B_2 egység elemeit úgy választottuk, hogy eredő ellenállásuk közel egyenlő legyen a szondáéval. A tisztán ohmikus A_3 , A_4 kör ellenállása 8000 ohm.

Tekintettel arra, hogy a körben olyan nagy ellenállású berendezéssel mérünk feszültséget, hogy vezetőképességét a hid elemeihez viszonyítva nullának tekinthetjük, a mért feszültség abszolút értékére fennáll a következő egyszerűbb összefüggés:

$$V = (R_3 + R_1)^{-1} \cdot (A^2 + B^2)^{-\frac{1}{2}} \cdot [(A_2 R_3 - A_1 R_4)^2 + (B_2 R_3 - B_1 R_4)^2]^{-\frac{1}{2}} \cdot F.$$

Itt A -val $A_1 + A_2$ -t, B -vel $B_1 + B_2$ -t jelöltük, F a tápláló feszültség. A $V = 0$ feltétel teljesüléséhez, tehát a hid kiegyensúlyozásához az $A_2 \cdot R_3 - A_1 \cdot R_4 = B_2 \cdot R_3 - B_1 \cdot R_4 = 0$ feltétel teljesülése szükséges. Ez a V műszer csúszójának eltolásával és a kompenzáló körben lévő R_0 ellenállás megfelelő változtatásával érhető el. Mérés kezdete előtt, tehát sztatikus nyomási állapotban a hidat így egyenlítjük ki.

A lemeZRÚGÓ elmozdulásából eredő önindukcióváltozás a hid egyensúlyát felborítja, és a V műszer feszültséget jelez. Ha a szondakörben az ellenállás



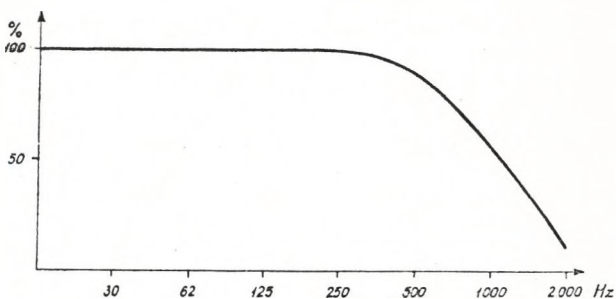
6. ábra

képzetes részének megváltozása ΔB_1 , akkor a jelentkező feszültség abszolút értéke (másodrendű kis tagokat figyelmen kívül hagyva):

$$\Delta V = (R_3 + R_4)^{-1} \cdot (A^2 + B^2)^{-\frac{1}{2}} \cdot R_4 \cdot \Delta B_1 \cdot F.$$

Mivel berendezésunktól — eltekintve a másodrendűen kis tagoktól — lineáris átvitelt kívánunk, meg kell állapítanunk, hogy milyen feltétel mellett vehető ΔB_1 ΔL_1 -gyel egyenlőnek. Mivel a szonda körében az ohmikus tagok nagyságrenddel kisebbek az induktív és kapacitív tagok ellenállásánál, egyszerűen írhatjuk: $1/B_1 = \omega \cdot C_1 + 1/\omega \cdot L_1$, amiből:

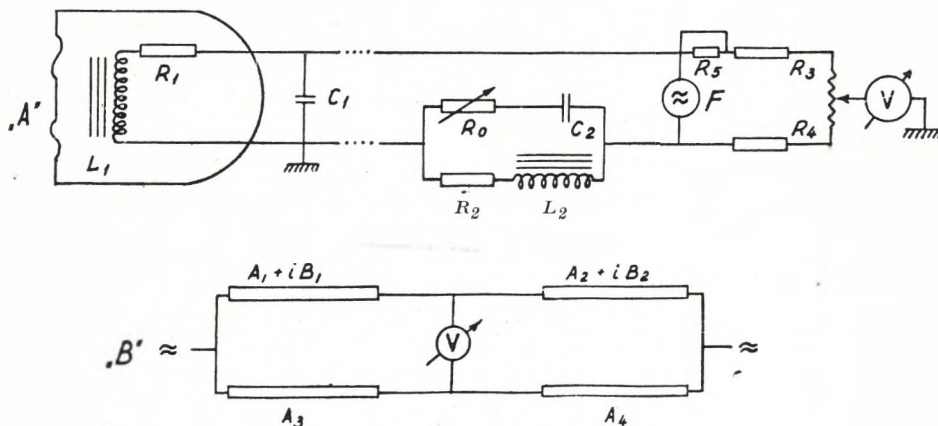
$$\Delta B_1 = (1 - \omega^2 \cdot L_1 C_1)^{-1} \cdot \Delta L_1.$$



7. ábra

Ha tehát a tápláló körfrekvenciát ω -val, a szondakör sajátfrekvenciáját ω_0 -val jelöljük, fenti kikötésünk akkor teljesül, ha $\omega^2/\omega_0^2 \leq 0,1$. Ez berendezésünknel kb. 500 pF-os kábel használatát engedi meg.

Tekintettel arra, hogy a V mérőberendezés a feszültség abszolút értékét méri, ugyanakkora értéket jelez, ha a hid azonos abszolút értékű önindukció



8. ábra

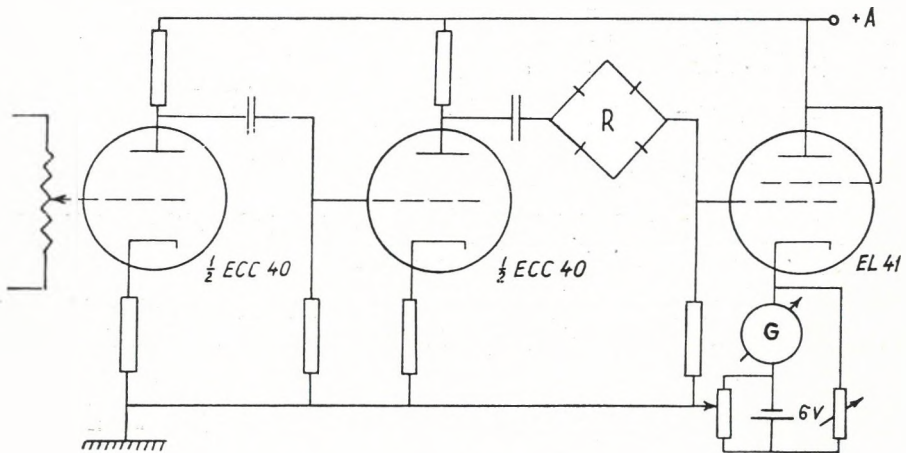
növekedésre vagy csökkenésre billen fel. Gyakorlatilag ez azt jelenti, hogy szívást és nyomást nem különböztet meg a berendezés. Mivel ezen a hátrányon a nehezebb ellenütemű szondamegoldások elkerülésével kívántunk segíteni, úgy járunk el, hogy a hidat kiegyenlített helyzetéből az R_5 ellenállás beiktatásával (a rövidzáró kapcsoló kinyitásával) kibillentjük, s az így előálló V^* feszültséghez képest mérjük az önindukció változásból eredő feszültségeket. (ΔV^*).

$$V^* = R_5 (R_3 + R_4 + R_5)^{-1} \cdot (A^2 + B^2)^{-\frac{1}{2}} \cdot (A_2^2 + B_2^2)^{\frac{1}{2}} \cdot F$$

$$\Delta V^* = V^* \cdot [B \cdot (A^2 + B^2)^{-1} + B_2 R_4 (A_2^2 + B_2^2)^{-\frac{1}{2}} \cdot R_5^{-1}] \cdot \Delta B,$$

R_5 -nek nyilván akkorának kell lennie, hogy az indukcióváltozából eredő feszültség ingadozás ne haladja meg a V^* értékét, azaz $\Delta V^* \leq V^*$ legyen. Ebből R_5 értéke meghatározható. Közéltőleg fennáll, hogy $R_5 \geq R_4 \cdot \Delta B_1 / 2B_1$.

A hidkapsolás és a berendezés jellemzésére meg kell adnunk az érzékenységi adatokat. $F = 1$ V táplálófeszültség esetén 100 μ lemezrúgó elmozdulásnak $2 \cdot 10^{-3}$ Hy önindukcióváltozás és a kiegyenlített hidban 4,8 mV feszültségváltozás felel meg. A hid karakterisztikáját, tehát a V műszeren



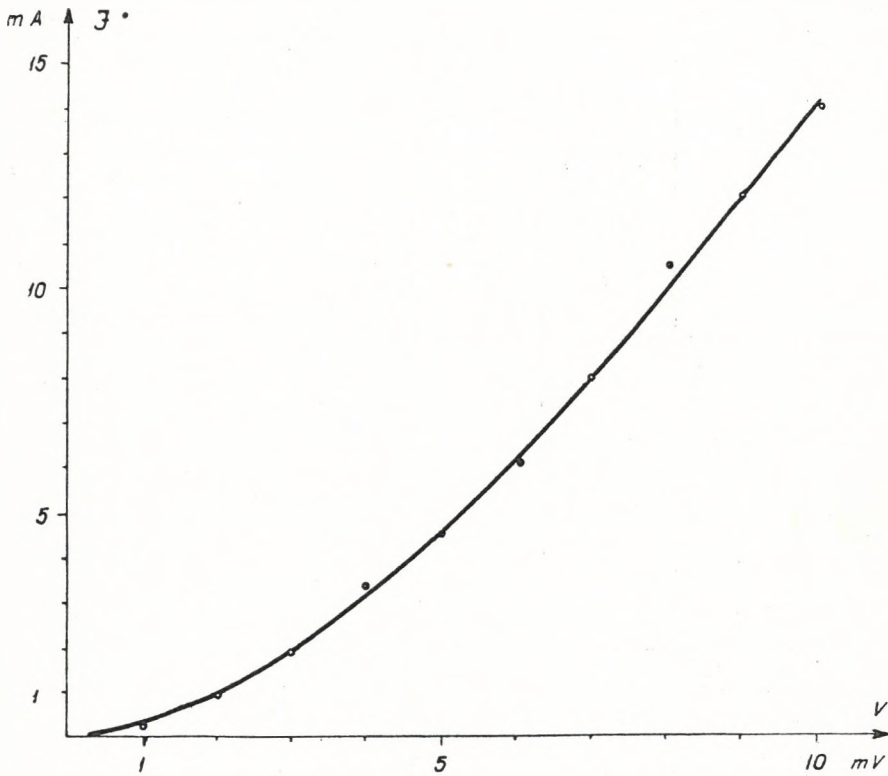
9. ábra

jelentkező feszültséget a hídba kapcsolt nyomásmérő lemezének elmozdulásától (s) függően a 6. ábra B görbéje mutatja. Itt emlékeztetünk arra, hogy a lemezrúgó méretezésénél a fellépő maximális elmozdulásokra a linearitás miatt bizonyos megszorításokat tettünk. A most közölt adatokból nyilvánvaló, hogy 1000 μ , azaz 1 mm elmozdulás esetén ΔL_1 még egy nagyságrenddel kisebb L_1 -nél, tehát ilyen elmozdulásnál a linearitás még biztosítva van. Ezért tettük ezt a megszorítást tranziens folyamatok esetére. Sztatikus nyomás esetére még egy nagyságrenddel kisebb elmozdulást engedhetünk meg, hogy a $\Delta V = C \cdot \Delta L_1$ összefüggésekben a C -ben szereplő B_1 — tehát az arányossági tényező — változása ne legyen azonos nagyságrendű a mérendő nyomás miatt beálló változással.

A már említett V műszer lényegileg erősítő berendezés, amelynek kapcsolását a 9. ábrán mutatjuk. Kétfokozatú erősítés után a 6000 Hz-es váltóáramot az R Graetz-körrel egyenirányítjuk, s a kapott egyenfeszültséggel szabályozzuk a végső anódáramát. Az áramingadozást a cső katódkörébe iktatott műszeren mérjük. Ha gyors lefutású folyamatok rögzítése a feladat, átkapcsolóval galvanométert iktatunk a G árammérő helyére. Az erősítő karakterisztikáját, tehát a G műszeren mért áramot (J) az első cső rácsára adott feszültség függvényében a 10. ábrán mutatjuk.

Gyors lefutású folyamatok regisztrálására hurkos oszcillográfot használtunk 500 Hz sajátfrekvenciájú hurkokkal. Egyes esetekben, amikor magasabb frekvenciák átvitele nem volt lényeges, 100 Hz frekvenciájú tekercses galvanométerekkel regisztráltunk.

Az erősítő rész technikai megoldását illetően megemlítjük még, hogy anódfeszültséggel való ellátásáról stabilizált áramátalakítóval gondoskodtunk, amelyet akkumulátorral hajtunk meg. A 6000 Hz-es váltófeszültséget

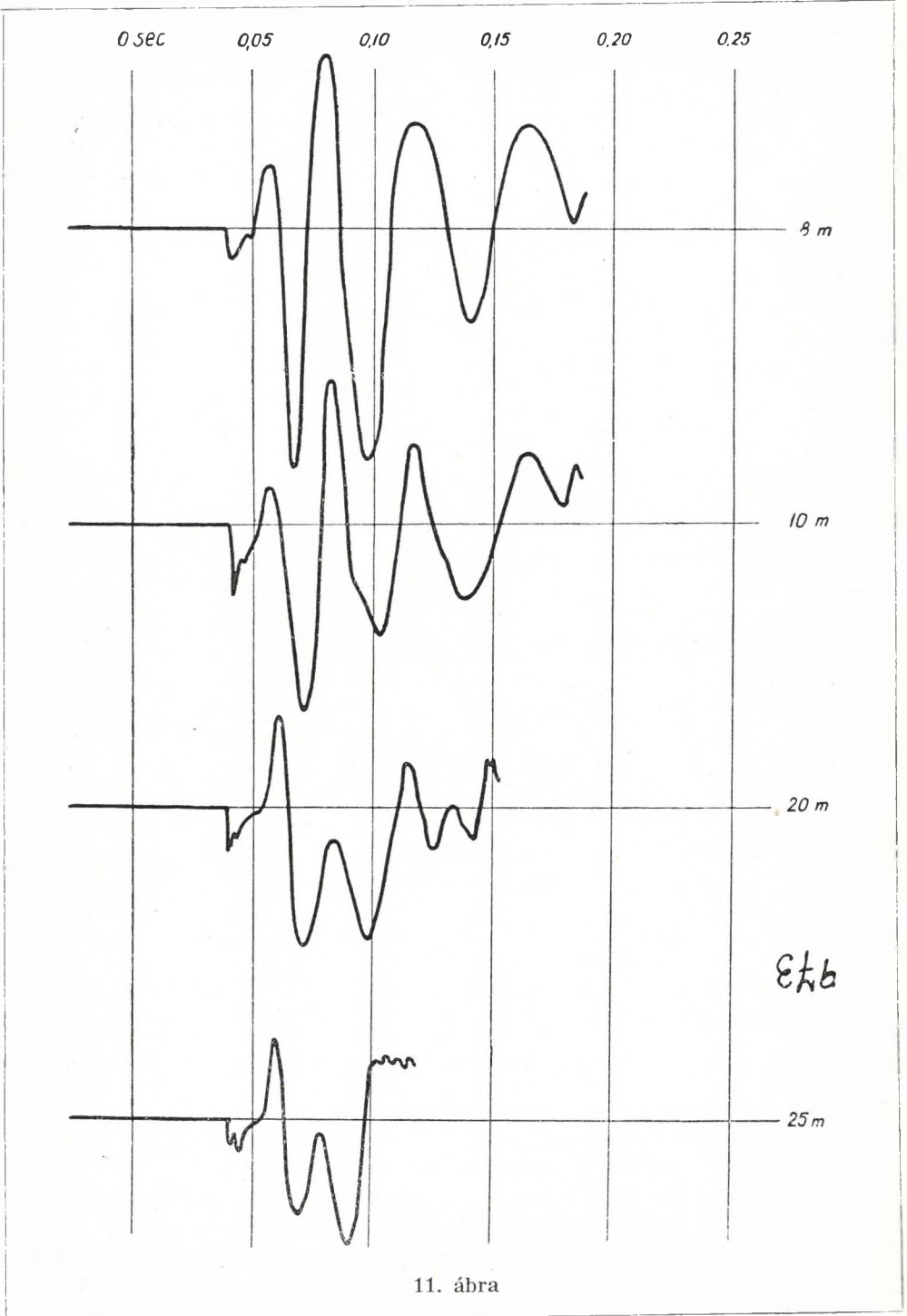


10. ábra

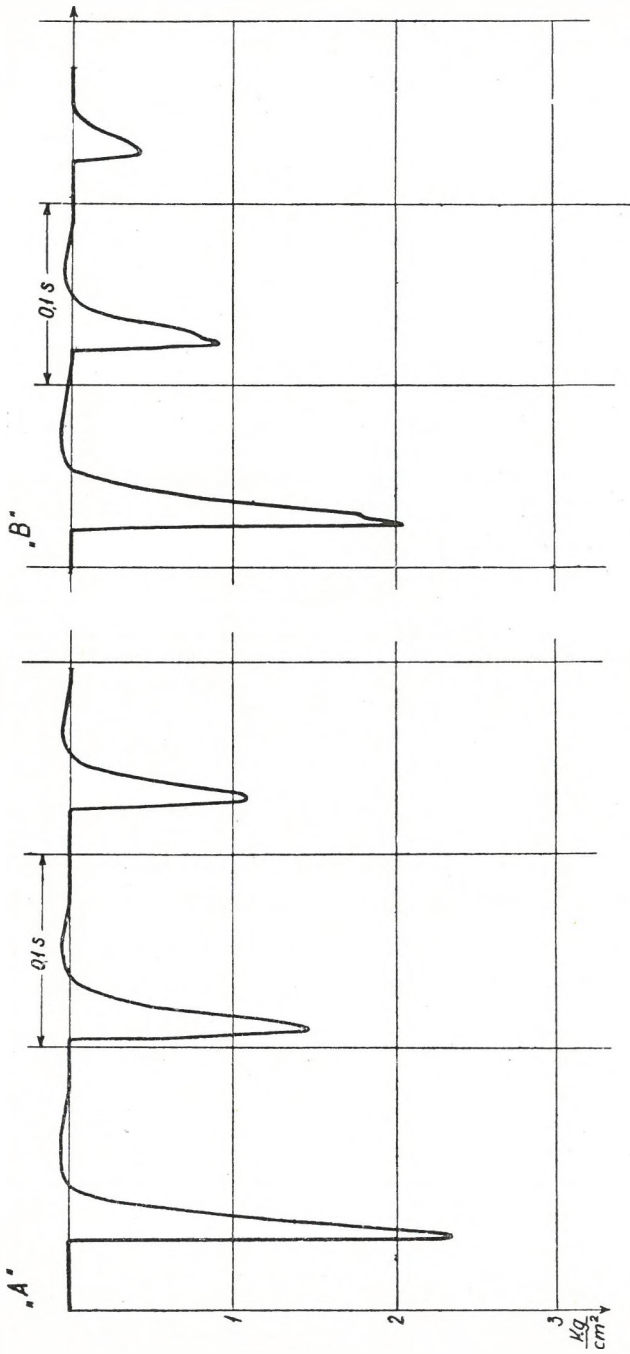
elektroncsöves — külön vezérlés nélküli — oszcillátorral állítjuk elő, ugyanis kvarc vagy egyéb vezérlés nélkül is kellő stabilitást tudtunk elérni. Ugyancsak stabilis volt az erősítő egység is. Időmérésre a szeizmikus berendezésekben szokásos hangvilla generátort használtuk fel.

Végül utalunk a 6. ábra C görbéjére, amely a teljes berendezés karakteristikáját adja, azaz az árammérő G műszer (galvanométer) elmozdulását a lemezrúgó elmozdulásához viszonyítva.

Terepmérések. Nyomásmérőnk első típusával végzett külső mérések a berendezés terepviszonyok között történő kipróbálását célozták. Egyelőre nem gondoltunk arra, hogy valamilyen, elsősorban a reflexiós szeizmika szempontjából fontos jelenséget felderítsünk. Illusztrációul csupán két mérési sorozatból közlünk eredményeket, amelyek önmagukban is érdekesek.



11. ábra



12. ábra

A 11. ábrán légrobbantások felvételeit közöljük. 7-es csillagot állítottunk össze, 1 kg-os dinamit töltetekkel. A talaj feletti magasság 2,50 m. A töltet-távolság, mint az ábrán látható, 8—25 m között változott. A nyomásmérőt két karó között a távolság $1/4$ -ében 6 m mély lyukban helyeztük el 5 m vízfojtással. A lyuk szabad részét hangszigetelővel töltöttük ki. Az így felvett nyomásgörbék lényegesen különböznek a Poulter-féléktől [10] és nem mutatják a töltettávolság változtatásával együttjáró jellegzetes frekvenciaváltozást.

A 12. ábra a robbantólyuk «fáradásának» kialakulását mutatja. Az *A* és *B* ábra azonos elhelyezésű nyomásmérővel készült regisztrátumokat mutat, csupán másik robbantólyukból. A robbantások 15 m mélységben 35 g pentritollal történtek, 12 m vízfojtással. A nyomásmérő 6 m mélységben volt elhelyezve 3 m vízfojtással. A nyomásmérő és a robbanás távolsága 11 m volt. Az *A* és a *B* lyukban is háromszor ismételtük a lövést. A lyuk roncsolódásából származó nyomásesökkenés jól megfigyelhető. A *B* ábrán jelentkezik a talajvízszintről reflektált nyomáshullám is. Megjegyezzük, hogy adataink — ha a nyomást a töltettel arányosnak vesszük 30—300 g között, jól alátámasztják Morris becsült értékeit.

Ez a dolgozat a Geofizikai Intézet szeizmikus laboratóriumában készült. Munkatársaink voltak: Stegena Lajos, a terepmunkákban Gellert Ferenc, Kovács Judit, Sedy Loránd.

IRODALOM

1. *Poulter—Lombardi*: Multiple Reflections on the Edwards Plateau. Geophysics Vol. XVII. p. 107. 1952.
2. *Gamburcev, stb.*: Korreljacionnij mjetod prelomljonnin voln. Moszkva, 1952.
3. *Kóta*: A lömester. 149. o. Budapest, 1953.
4. *Dombai, stb.*: A hazai szeizmikus kutatások. MTA Műsz. Tud. Oszt. Közleményei. V. köt. 1. sz. 1952.
5. *Stegená*: Alacsonyfrekvenciás torziólapos szeizmométer. Geofiz. Közlemények. II. köt. 5. sz. 51. o. 1953.
6. *Keineth*: Elektrische Druckmessung. Archiv f. techn. Messen. V 132—1. 1932. nov.
7. *Schumacher*: Plattenfederdruckmesser. Archiv f. techn. Messen. V 1343—7. 1949. máj.
8. *Eshbach*: Handbook of Engineering Fundamentals 12—46 London—New York 1952.
9. *Dombai*: Személyes közlés.
10. *Poulter*: The Poulter Seismic Method of Geophys. Explor. Geophysics. Vol. XV. p. 181. 1950.

И. Б. ХААЗ и Д. Б. БАРТА:

РАЗНИЦЫ МЕЖДУ ГЕОМАГНИТНЫМИ ЭЛЕМЕНТАМИ, НАБЛЮДЕННЫМИ
ГЕОМАГНИТНЫМИ ОБСЕРВАТОРИЯМИ СС. БУДАКЕСИ, ПРУХОНИЦЕ И
ОДЯЛЛА

В июле 1953-го г. при помощи геомагнитных измерительных приборов типа ВМЗ и QHM датской фирмы были выполнены авторами геомагнитные измерения. Они выполнялись в геомагнитной обсерватории с. Будакеси, действующей с 1949-го г., в обсерватории с. Прухонице, работающей с 1946-го г. и в обсерватории с. Одялла, действующей с перерывами с 1893-го г. и основанной венгерским астрономом Миклош Конкой-Теге. По выполненным измерениям в июле 1953-го г. разницы между геомагнитными элементами сс. Прухонице, Одялла и Будакеси определялись в следующем:

$$\begin{aligned} D_B - D_{Pr} &= + 1^{\circ}32,6' \pm 0,2' \\ Z_B - Z_{Pr} &= - 979\gamma \pm 0,8\gamma \\ H_B - H_{Pr} &= + 1335\gamma \pm 0,7\gamma \\ D_B - D_{\delta} &= + 0^{\circ}14,7' \pm 0,3\gamma \\ Z_B - Z_{\delta} &= + 133\gamma \pm 0,7\gamma \\ H_B - H_{\delta} &= + 153\gamma \pm 0,5\gamma \end{aligned}$$

I. B. HAÁZ and G. Y. BARTA:

DIFFERENCES IN THE GEOMAGNETIC ELEMENTS BETWEEN THE
OBSERVATORIES OF BUDAKESZI, PRUHONICE AND OGYALLA

In July 1953 authors carried out geomagnetic measurements with Danish made BMZ and QHM instruments, partly in the Observatory of Budakeszi which is in function since 1949 and partly in the Observatory of Pruhonice functioning since 1946 and in the Observatory of Ogyalla founded by Miklós Konkoly-Thege and functioning intermittently since 1893. According to their measurements, the differences between the values of the geomagnetic elements obtained in Pruhonice and Ogyalla and those obtained at the same time in Budakeszi in July 1953 are as follows:

$$\begin{aligned} D_B - D_{Pr} &= + 1^{\circ}32,6' \pm 0,2' \\ Z_B - Z_{Pr} &= - 979\gamma \pm 0,8\gamma \\ H_B - H_{Pr} &= + 1335\gamma \pm 0,7\gamma \\ D_B - D_{\delta} &= + 0^{\circ}14,7' \pm 0,3' \\ Z_B - Z_{\delta} &= - 133\gamma \pm 0,7\gamma \\ H_B - H_{\delta} &= + 153\gamma \pm 0,5\gamma \end{aligned}$$

**A FÖLDMÁGNESES ELEMEEK KÜLÖNBSÉGEI A BUDAKESZI,
PRUHONICEI ÉS ÓGYALLAI OBSZERVATÓRIUMOK KÖZÜTT**

HAÁZ ISTVÁN BÉLA és BARTA GYÖRGY

A Csehszlovák Tudományos Akadémia meghívása lehetővé tette, hogy 1953. július hó folyamán Csehszlovákiában a geofizikai kutatások szervezését és intézményeit tanulmányozzuk és a földmágnességi obszervatóriumokban magyar és csehszlovák műszerekkel összehasonlító méréseket végezzünk.

A kézirat 1954 április 24-én érkezett be.

Csehszlovákiának két földmágnességi obszervatóriuma van. Az egyik a Prága melletti pruhonicei kastélyhoz tartozó park területén 1946-ban létesített *pruhonicei*, a másik a megszakításokkal 1893-tól működő, Konkoly-Thege Miklós által alapított *ógyallai* földmágnességi obszervatórium.

A mi földmágneses obszervatóriumunk 1949 óta ideiglenesen Budakeszin, az Erdészeti Tudományos Intézet kísérleti telepén működik. Korszerű új obszervatóriumunk a tihanyi félszigeten most épül.

Az összeért obszervatóriumok földrajzi szélessége és hosszúsága a következő:

Ógyalla (Hurbanovo):

$$\varphi = 47^{\circ}52,4'$$

$$\lambda = 18^{\circ}11,4'$$

Pruhonice:

$$\varphi = 49^{\circ}59,4'$$

$$\lambda = 14^{\circ}32,8'$$

Budakeszi:

$$\varphi = 47^{\circ}31,4'$$

$$\lambda = 18^{\circ}53,8'$$

A földmágnességi obszervatóriumok feladata a földmágnességi elemek időbeli változásának állandó *regisztrálása*. A regisztrálás erre a célra szerkesztett variációs műszerekkel rendszerint fotografikus úton történik. A variációs műszerek általában a mágneses elhajlás (deklináció, *D*), a vízszintes térerősség (horizontális intenzitás, *H*) és a függőleges térerősség (vertikális intenzitás, *Z*) változását regisztrálják. A regisztrált adatokat időnként *abszolút mágneses mérésekkel* ellenőrzik.

A *mágneses elhajlásnak* mint szögmennyiségnek az abszolút meghatározása nem ütközik nagyobb nehézségekbe.

A *vízszintes térerősségnek* a szó teljes értelmében vett abszolút meghatározása mágneses teodolittal azonban igen nehéz feladat, mert a műszernek a mérés kiértékeléséhez szükséges fizikai adatai, (mágneses momentum, tehetetlenségi nyomaték, mágneses eloszlási függvény és a különböző méretek) kellő pontossággal csak nehezen határozhatók meg. Teljesen abszolút mérésre alkalmas u. n. *normálteodolitja* nincs is minden obszervatóriumnak. Ilyen obszervatóriumok, és gyakoribb mérések végrehajtására a nagyobbak is, könnyebben kezelhető kisebb teodolitokat alkalmaznak. Ezek említett nehezen meghatározható adatait u. n. műszerállandóba foglalják össze, és ezt a műszerállandót nagyobb obszervatóriumok normálteodolitjával végzett *összehasonlító mérésekkel* határozzák meg. Ez a műszerállandó azonban valójában nem állandó, hanem idővel megváltozik, ezért az összehasonlító méréseket időnként meg kell ismételni.

Újabbban a vízszintes térerősséget (és az elhajlást is) a *Dan la Cour*-féle *QHM*-műszerrel mérik. Ezek a mágneses teodolitoknál jóval egyszerűbb műszerek, és állandóikat igen hosszú időn át változatlanul megtartják.

Az obszervatóriumokban regisztrált harmadik mágneses elemnek, a *függőleges térerősségnek* az abszolút mérése sokáig nem volt lehetséges. Ehelyett a mágneses elhajlást (inklinációt, *I-t*) szokták u. n. földinduktorral meghatározni és ebből, meg a vízszintes térerősségből a függőleges térerősséget kiszámítani. Újabbban a függőleges térerősséget u. n. *BMZ*-műszerrel mérik.

Ezeket a műszereket szintén *Dan la Cour* szerkesztette, és ezek állandója is hosszú időn át változatlan marad. A BMZ műszerekkel az inklináció mérésből csak pontatlanul kiszámítható függőleges térerősség közvetlenül és igen egyszerűen mérhető.

Intézetünknek egy 1950-ben beszerzett BMZ műszere és három régebbi QHM műszere mellett egy 1953-ban érkezett QHM műszere van. E műszerek állandóit a világviszonylatban is elismert rude-skovi dán obszervatóriumban állapították meg olyan rövid idővel ezelőtt, hogy ezek az állandók még valóban változatlanok tekinthetők.

A csehszlovákok számára *műszereik összehasonlítása* a mi QHM és BMZ műszereinkkel igen fontos volt, mert az összehasonlító mérések révén ők is csatlakozhattak a rude-skovi obszervatórium értékeihez.

A mérések eredményeiből kiszámítható *az összemért obszervatóriumok között az egyes mágneses elemek különbsége* is. Minket ezek a különbségek érdekeltek, mert az ógyallai és budakeszi adatok különbségének ismeretében az Ógyallán 1871-ig visszavezethető földmágneses adatsorozatot átszámíthatjuk a mi obszervatóriumunkra is, így a Budakeszin 1949-ben megkezdett és Tihanyban folytatandó mágneses sorozatot ehhez az 1871-ig visszavezethető sorozathoz csatlakoztathatjuk.

A méréseket *Pruhonicén* 1953. július 10., 11. és 28-án; *Ógyallán* pedig július 20. és 21-én végeztük. A szükséges csatlakozó méréseket *Budakeszin* az elutazás előtt, június 30-án, július 2. és 3-án; visszautazás után pedig augusztus 1., 3., 8. és 31-én hajtottuk végre.

A mágneses elhajlást és vízszintes térerősséget a 227-es számú QHM-mel, a függőleges térerősséget pedig az 59-es BMZ-vel mértük. A mérések eredményeiből az egyes mágneses elemeket a következő képletek alapján számítottuk ki:

$$D = A + 0^\circ 29,5' - (B - a)$$

ahol A a mágneses észak-beállításnak, B a mira beállításának megfelelő leolvasás a műszer vízszintes körén, a a mira azimutja.

$$\log H = 9,25508 - \log \sin \varphi + 0,00020 \cdot t - 0,0006 \cdot H \cdot \cos \varphi$$

ahol φ a $\pm 2 \pi$ száltozció-beállításoknak megfelelő vízszintes körleolvasások félkülönbsége, a a műszer hőmérséklete.

$$Z = 42\,881 + Z_T - 15,70 \cdot t - 31,4 \cdot \Delta t \quad (\text{Pruhonicén})$$

$$Z = 41\,899 + Z_T - 15,50 \cdot t - 31,0 \cdot \Delta t \quad (\text{Ógyallán})$$

$$Z = 41\,899 + Z_T - 15,45 \cdot t - 30,9 \cdot \Delta t \quad (\text{Budakeszin})$$

ahol a Z_T a forgatható segédmágneshez tartozó adat a műszer táblázatából, t a műszer hőmérséklete és Δt a műszer hőmérsékletének percenkénti változása. Ez utóbbi adatot az esetleges becslési hibák kiküszöbölésére a hőmérséklet változásának kiegyenlített grafikonjából határoztuk meg.

A mérések feldolgozását úgy végeztük, hogy a budakeszi bázisok és regisztrálások ismeretében kiszámítottuk a mérések időpontjában a mágneses elemek budakeszi értékét. A pruhonicei és ógyallai mérési eredmények és az egyidejű budakeszi értékek különbségének állandónak kell lenni, ha feltezzük, hogy a földmágnesség a három obszervatóriumban ugyanúgy vál-

tozik. Ez természetesen csak közelítőleg igaz, főleg a Pruhonice-Budakeszi távolság nagy ahhoz, hogy ez a feltétel szigorúan teljesüljön.

A budakeszi regisztráló-műszerek bázisértékeit az utazás előtti és utáni mérésekből állapítottuk meg. A mérések eredményeit az 1. táblázatban közöl-

1. táblázat

Bázismérések eredményei Budakeszin

	D	H	Z
1953. VI. 30.	0°13,6'	20717 γ	41734 γ
VII. 2.	0°12,9'	20717	41733
VII. 3.	0°12,2'	—	41732
VIII. 1.	—	20712	—
VIII. 3.	—	20714	41735
VIII. 8.	0°11,7'	—	41735
VIII. 31.	0°11,4'	20715	41735
Elfogadott bázis	0°12,2'	20715 γ	41734 γ

2. táblázat

A földmágneses elhajlás regisztrált értékei Budakeszin és mért értékei Pruhonice-n

Időpont	D_B	D_{Pr}	$D_B - D_{Pr}$
VII. 10. 13 ^h 58 ^m	-0°11,3'	-1°44,0'	+1°32,7'
14 28	-0°11,1'	-1°43,4'	+1°32,3'
14 31	-0°11,0'	-1°43,4'	+1°32,4'
14 33	-0°10,9'	-1°43,6'	+1°32,7'
14 36	-0°10,9'	-1°43,7'	+1°32,8'
Középtérték			+1°32,6'
VII. 11. 11 ^h 39 ^m	-0°13,9'	-1°45,6'	+1°31,7'
11 41	-0°13,9'	-1°45,6'	+1°31,7'
11 42	-0°13,8'	-1°45,5'	+1°31,7'
11 45	-0°13,6'	-1°45,4'	+1°31,8'
11 48	-0°13,7'	-1°45,1'	+1°31,4'
11 51	-0°13,8'	-1°45,4'	+1°31,6'
12 26	-0°13,1'	-1°44,6'	+1°31,5'
12 29	-0°13,1'	-1°45,1'	+1°32,0'
12 31	-0°13,0'	-1°45,2'	+1°32,2'
12 33	-0°13,1'	-1°45,1'	+1°32,0'
12 38	-0°13,1'	-1°45,4'	+1°32,3'
Középtérték			+1°31,8'
VII. 28. 12 ^h 10 ^m	-0° 6,8'	-1°40,2'	+1°33,4'
12 14	-0° 7,5'	-1°41,1'	+1°33,6'
13 18	-0° 8,8'	-1°41,9'	+1°33,1'
13 21	-0° 8,9'	-1°42,1'	+1°33,2'
13 25	-0° 8,8'	-1°42,4'	+1°33,6'
Középtérték			+1°33,4'

jük. Az elfogadott bázisértékekből és a regisztrátumok kiértékeléséből megkaptuk a külföldi mérések időpontjára a budakeszi mágneses értékeket. Ezeket és a pruhonicei mérések eredményeit a 2—4., ezeket és az ógyallai eredményeket az 5—7. táblázatokban közöljük.

3. táblázat

A földmágneses erő függőleges összetevőjének regisztrált értékei Budakeszin és mért értékei Pruhonicén

Időpont	Z_B	Z_{Pr}	$Z_B - Z_{Pr}$
VII. 10. 15 ^h 47 ^m	41940 γ	42916 γ	— 976 γ
15 49	41940	42916	— 976
15 53	41940	42916	— 976
Középérték			— 976 γ
VII. 11. 9 ^h 55 ^m	41907	42885	— 978
10 00	41907	42885	— 978
10 05	41906	42885	— 979
Középérték			— 978 γ
VII. 28. 11 ^h 07 ^m	41930	42912	— 982
11 10	41930	42913	— 983
11 14	41930	42913	— 983
11 48	41934	42916	— 982
11 52	41934	42914	— 980
11 55	41934	42915	— 981
Középérték			— 982 γ

Az egyes napokon kapott különbségek középértékét, az elfogadott különbségértékeket, a mérések megbízhatóságát jellemző számadatokkal együtt a 8. táblázatban közöljük.

A mágneses elhajlás-különbségeket ellenőrizhetjük a csehszlovák obszervatóriumok 1949,5 időpontra közölt adataival is (dr. Jan Bouška — dr. Ing. Josef Vykutíl: Mapa Isogon ČSR pro epochu 1949,5. Praha 1950). Ezek szerint 1949,5-ben a magyarországi és csehszlovákiai obszervatóriumok közötti mágneses elhajlás-különbség

$$D_B - D_{Pr} = + 1^\circ 33,9'$$

$$D_B - D_O = + 0^\circ 17,3' \quad \text{volt.}$$

Az 1953-ban mért különbségek az 1949,5 évi különbségeknél valamivel kisebbek, megegyezésben azzal, hogy az évszázados változás sebessége nyugat felé nő, ezért a különbség Budakeszi és a két csehszlovák obszervatórium között az idő folyamán csökken.

Az összehasonlító mérés folyamán alkalom adódott *műszereink állandóinak helyességéről* meggyőződni. Ugyanis a mi műszereinkkel mért H és Z értékekből kiszámított lehajlás értékek teljesen megegyeztek az ógyallai obszervatórium induktorával mért értékekkel:

A földmágneses erő vízszintes összetevőjének regisztrált értékei Budakeszin és mért értékei Pruhonicén

Időpont		H_B	H_{Pr}	$H_B - H_{Pr}$	
VII. 10.	12 ^h 20 ^m	20821 γ	19489 γ	1332 γ	
	12 25	20820	19489	1331	
	12 27	20821	19488	1333	
	12 30	20821	19489	1332	
	12 34	20822	19490	1332	
	12 41	20823	19492	1331	
	12 47	20823	19491	1332	
	12 53	20821	19491	1330	
	12 57	20820	19490	1330	
	13 01	20821	19490	1331	
	13 04	20819	19489	1330	
	13 11	20818	19489	1329	
	13 15	20817	19488	1329	
	13 19	20817	19488	1329	
	13 22	20817	19488	1329	
	13 25	20817	19488	1329	
	13 29	20817	19488	1329	
	Középérték a geodéziai pilléren				1330 γ
		14 ^h 06 ^m	20817	19488	1329
		14 10	20818	19489	1329
	14 12	20818	19490	1328	
	14 17	20817	19490	1327	
	14 21	20817	19490	1327	
Középérték a H pilléren				1328 γ	
VII. 11.	8 ^h 24 ^m	20799	19468	1331	
	8 27	20798	19467	1331	
	8 30	20799	19467	1332	
	8 33	20799	19467	1332	
	8 36	20799	19467	1332	
	8 41	20800	19467	1333	
	8 43	20800	19466	1334	
	8 48	20801	19465	1336	
	8 50	20801	19466	1335	
	8 54	20802	19466	1336	
	8 56	20802	19465	1337	
	9 02	20800	19463	1337	
	9 05	20800	19461	1339	
	9 08	20801	19462	1339	
	9 11	20800	19461	1339	
	9 15	20800	19458	1342	
	9 19	20798	19458	1340	
	9 23	20800	19458	1342	
	9 25	20800	19457	1343	
	Középérték a geodéziai pilléren				1337 γ

4. táblázat folytatása

Időpont	H_B	H_{Pr}	$H_E - H_{Pr}$
VII. 11. 11 ^h 59 ^m	20820 γ	19472 γ	1348 γ
12 02	20823	19472	1351
12 05	20824	19473	1351
12 09	20825	19475	1350
12 12	20825	19475	1350
12 15	20825	19476	1349
12 21	20827	19477	1350
Középtérték a H pilléren			1350 γ
VII. 28. 10 ^h 01 ^m	20783	19448	1335
10 05	20781	19447	1334
10 07	20781	19446	1335
10 10	20777	19444	1333
10 12	20781	19444	1337
10 21	20781	19445	1336
10 23	20781	19444	1337
10 26	20781	19443	1338
10 28	20776	19443	1333
10 30	20777	19446	1331
10 37	20777	19444	1333
10 39	20778	19444	1334
10 42	20779	19444	1335
10 45	20781	19446	1335
10 48	20787	19451	1336
Középtérték a geodéziai pilléren			1335 γ
12 ^h 20 ^m	20801	19464	1337
12 25	20798	19462	1336
12 29	20799	19463	1336
12 32	20808	19467	1341
12 35	20805	19469	1336
12 43	20809	19473	1336
12 47	20810	19474	1336
12 50	20807	19471	1333
12 52	20808	19472	1336
12 55	20808	19471	1337
13 03	20814	19476	1338
13 06	20817	19479	1338
13 09	20818	19480	1338
13 12	20817	19480	1337
13 15	20817	19481	1336
Középtérték a H pilléren			1337 γ

A mérés ideje:	induktorral mért I	QIM és BMZ adatokból számított I
VII. 21. 10 ⁰⁰ —10 ²⁸	63°50,6'	63°50,6'
VII. 21. 15 ¹⁸ —15 ⁴⁶	63°50,4'	63°50,5'
VII. 22. 8 ⁰⁵ —8 ³⁸	63°51,7'	63°51,6'

Ezek az eredmények az összemérésre használt műszereink állandóinak helyességét igazolták, mert nem valószínű, hogy mindkét műszer állandói úgy változtak volna meg, hogy az általuk nyert eredményekből számított inklináció mégis helyes legyen.

5. táblázat

A földmágneses elhajlás regisztrált értékei Budakeszin és mért értékei Ógyallán

Időpont	D_B	D_O	$D_B - D_O$
VII. 20. 14 ^h 37 ^m	-0°08,8'	-0°22,6'	+0°13,8'
14 40	-0°08,8'	-0°22,5'	+0°13,7'
14 56	-0°08,2'	-0°22,1'	+0°13,9'
15 00	-0°08,3'	-0°22,5'	+0°14,2'
15 05	-0°08,2'	-0°23,2'	+0°15,0'
15 07	-0°07,8'	-0°23,3'	+0°15,5'
15 10	-0°07,8'	-0°23,5'	+0°15,7'
15 12	-0°07,8'	-0°23,6'	+0°15,8'
Középérték			+0°14,7'

6. táblázat

A földmágneses erő függőleges összetevőjének regisztrált értékei Budakeszin és mért értékei Ógyallán

Időpont	Z_B	Z_O	$Z_B - Z_O$
VII. 20. 12 ^h 51 ^m	41918 γ	42049 γ	- 131 γ
12 53	41918	42049	- 131
12 56	41920	42049	- 129
16 31	41935	42066	- 131
16 35	41934	42066	- 132
Középérték			- 131 γ
VII. 21. 7 ^h 51 ^m	41924	42058	- 134
7 56	41924	42060	- 136
8 03	41924	42060	- 136
8 42	41928	42064	- 136
12 53	41919	42053	- 134
13 29	41923	42058	- 135
14 03	41928	42063	- 135
14 31	41930	42064	- 134
15 06	41934	42072	- 138
Középérték			- 135 γ

7. táblázat

A földmágneses erő vízszintes összetevőjének regisztrált értékei Budakeszin és mért értékei Ógyallán

Időpont	H_B	H_O	$H_B - H_O$
VII. 20. 11 ^h 36 ^m	20817 γ	20667 γ	150 γ
11 39	20815	20665	150
11 42	20815	20665	150
11 45	20812	20664	148
11 48	20814	20664	150
12 01	20824	20675	149
12 04	20820	20671	149
12 07	20818	20672	146
12 10	20816	20668	148
12 12	20814	20666	148
12 20	20813	20663	150
12 23	20814	20663	149
12 25	20814	20664	150
12 28	20816	20666	150
12 31	20816	20667	149
Középtérték, régi absz. épület			149 γ
15 33	20820	20668	152
15 35	20821	20669	152
15 38	20824	20674	150
15 41	20825	20675	150
15 45	20827	20674	153
15 52	20821	20671	150
15 55	20820	20671	149
15 59	20817	20667	150
16 03	20815	20664	151
16 06	20816	20664	152
16 15	20817	20669	148
16 18	20818	20669	149
16 21	20817	20670	147
Középtérték, új absz. épület DNY pillér			150 γ
VII. 21. 9 ^h 57 ^m	20805	20647	158
10 01	20805	20648	157
10 03	20806	20648	158
10 06	20807	20650	157
10 09	20807	20650	157
10 17	20809	20651	158
10 20	20810	20652	158
10 22	20808	20653	155
10 25	20809	20652	157
10 28	20811	20652	159
10 37	20811	20653	158
10 39	20811	20654	157
10 42	20811	20654	157
10 45	20811	20655	156
10 48	20813	20655	158

7. táblázat folytatása

Időpont	H_B	H_O	$H_B - H_O$
VII. 21. 13 ⁰⁹ ^m	20818 γ	20660 γ	158 γ
13 12	20818	20660	158
13 14	20818	20661	157
13 17	20818	20661	157
13 20	20818	20661	157
13 44	20817	20661	156
13 48	20817	20661	156
13 50	20817	20660	157
13 53	20817	20660	157
13 55	20817	20660	157
Középérték, új absz. épület, DNY pillér			157 γ
14 45	20820	20667	153
14 48	20819	20667	152
14 51	20819	20668	151
14 54	20819	20668	151
14 56	20820	20668	152
Középérték régi absz. épület			152 γ

8. táblázat

A földmágneses elemek egyidejű értékeinek különbségei Budakeszi és Pruhonice között

	D	Z	H
VII. 10.	+1°32,6'	— 976 γ	1330 γ
11.	+1°31,8'	— 978	1340
28.	+1°33,4'	— 982	1336
Középérték	+1°32,6'	— 979 γ	1335 γ
Az egyes mérések középhibája:	0,7'	2,8' γ	5,9 γ
A középértékek középhibája:	0,2'	0,8 γ	0,7 γ
A középértékek valószínű hibája:	0,1'	0,5 γ	0,4 γ
Budakeszi és Ógyalla között			
	D	Z	H
VII. 20.	+0°14,7'	— 131 γ	+ 150 γ
21.	—	— 135	+ 156
Középérték	+0°14,7'	— 133 γ	+ 153 γ
Az egyes mérések középhibája:	0,9'	2,7 γ	3,9 γ
A középértékek középhibája:	0,3'	0,7 γ	0,5 γ
A középértékek valószínű hibája:	0,2'	0,5 γ	0,3 γ

Csehszlovákiai méréseinket jó kezdeményezésnek tekinthetjük további nemzetközi kapcsolatok kiépítésére és hasonló összekötő mérések végrehajtására. Különösen az új tihanyi obszervatórium működésének megindulása után lesz fontos műszereink állandóinak további ellenőrzése, hogy velük a tihanyi obszervatóriumban a földmágneses erőteret valóban abszolút értelemben mérhessük. Szükséges ezenkívül még összekötő méréseket végeznünk abból a célból, hogy földmágneses alaphálózatunkat a nemzetközi hálózatba beilleszthessük.

Összehasonlító mérésekre alkalmas, nemzetközileg elismert obszervatóriumként számunkra a Német Demokratikus Köztársaságban a *niemegki*, a Szovjetunióban a *slutzki*, és Dániában a *rude-skovi* obszervatórium vehető tekintetbe. Ezekben az obszervatóriumokban elvégzendő mérésekkel a legfontosabb közép- és északeurópai obszervatóriumok összekapcsolása és nemzetközi kapcsolataink további elmélyítése válna lehetővé.

A földmágneses alaphálózatok összekapcsoló méréseit az obszervatóriumi mérések alkalmával kellene előkészíteni és az előkészítő tárgyalások után minél előbb végrehajtani.

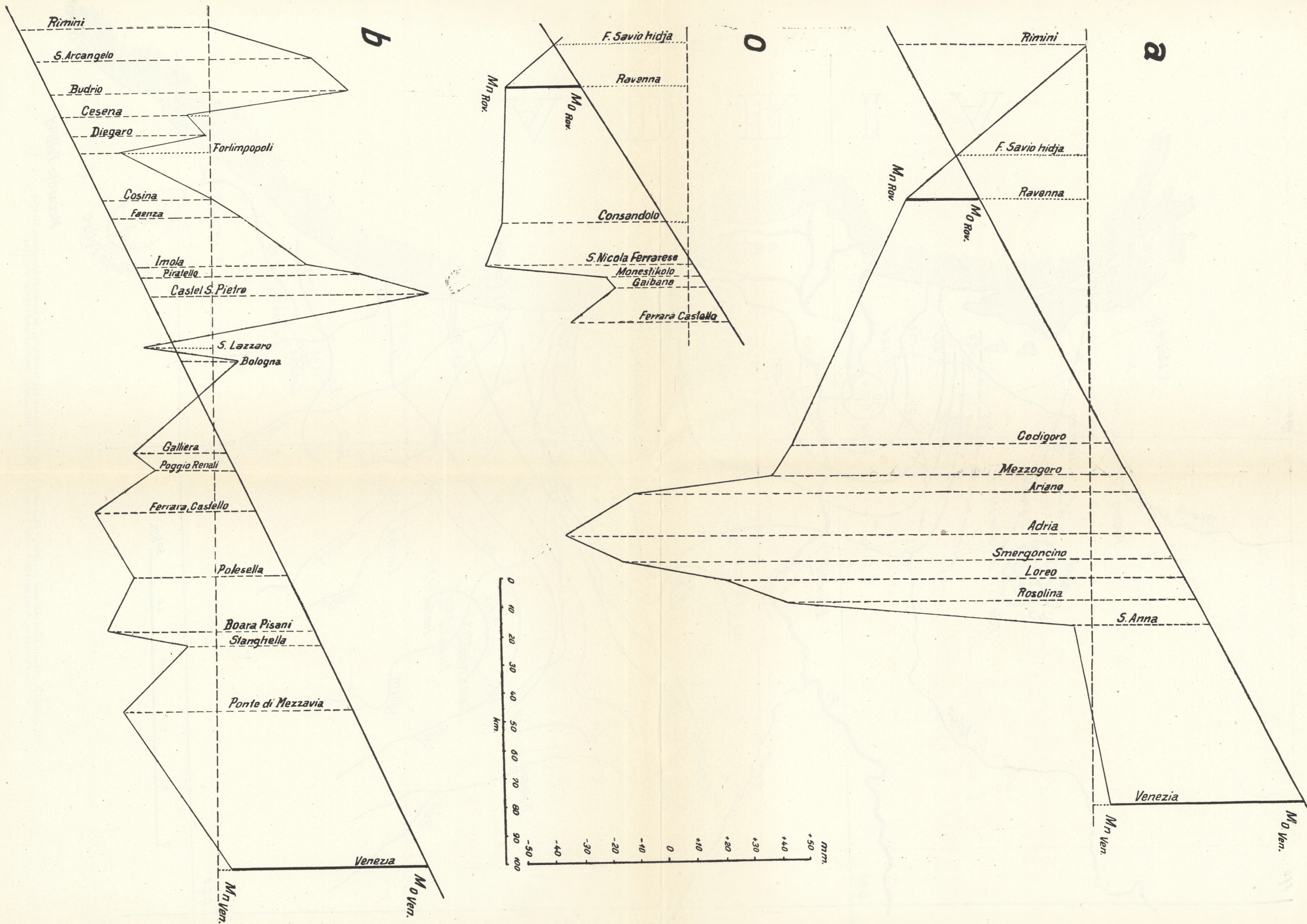
Felelős kiadó: Solt Sándor

Műszaki felelős: Rózsa István

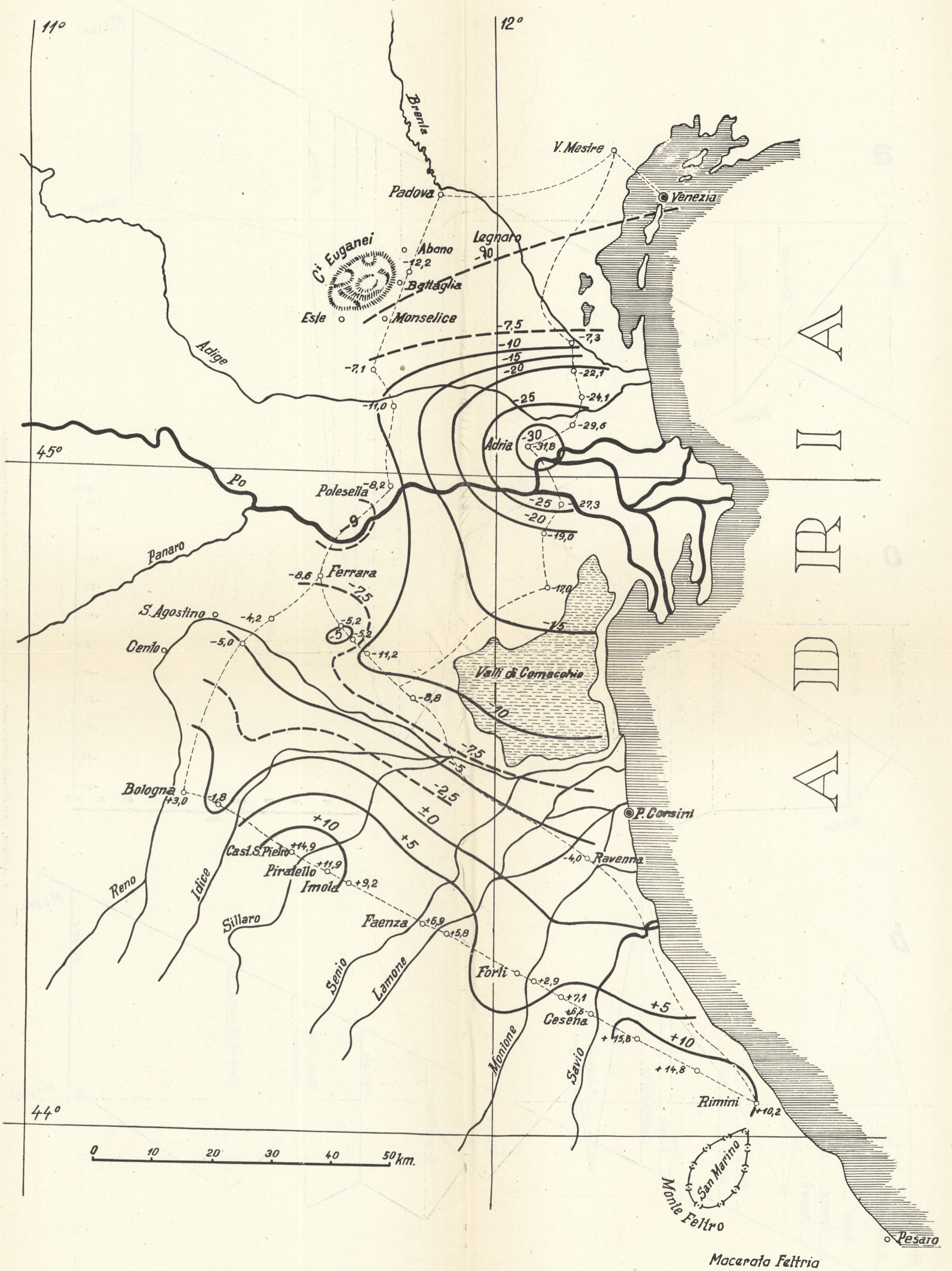
Megrendelve: 1954. VII. 12. — Imprimálva: 1954. IX. 27. — Papiros alakja: 70 × 100. — Azonossági szám: 1427. — Ivek száma: $4\frac{1}{4}\frac{1}{8}$ (7) — Ábrák száma: 33. — Példányszám: 540.

Ez a könyv az MNOSZ 5601—50 Á és 5602—50 Á szabvány szerint készült

6150. Franklin-nyomda Budapest, VIII., Szentkirályi-utca 28. Felelős: Vértes Ferenc.

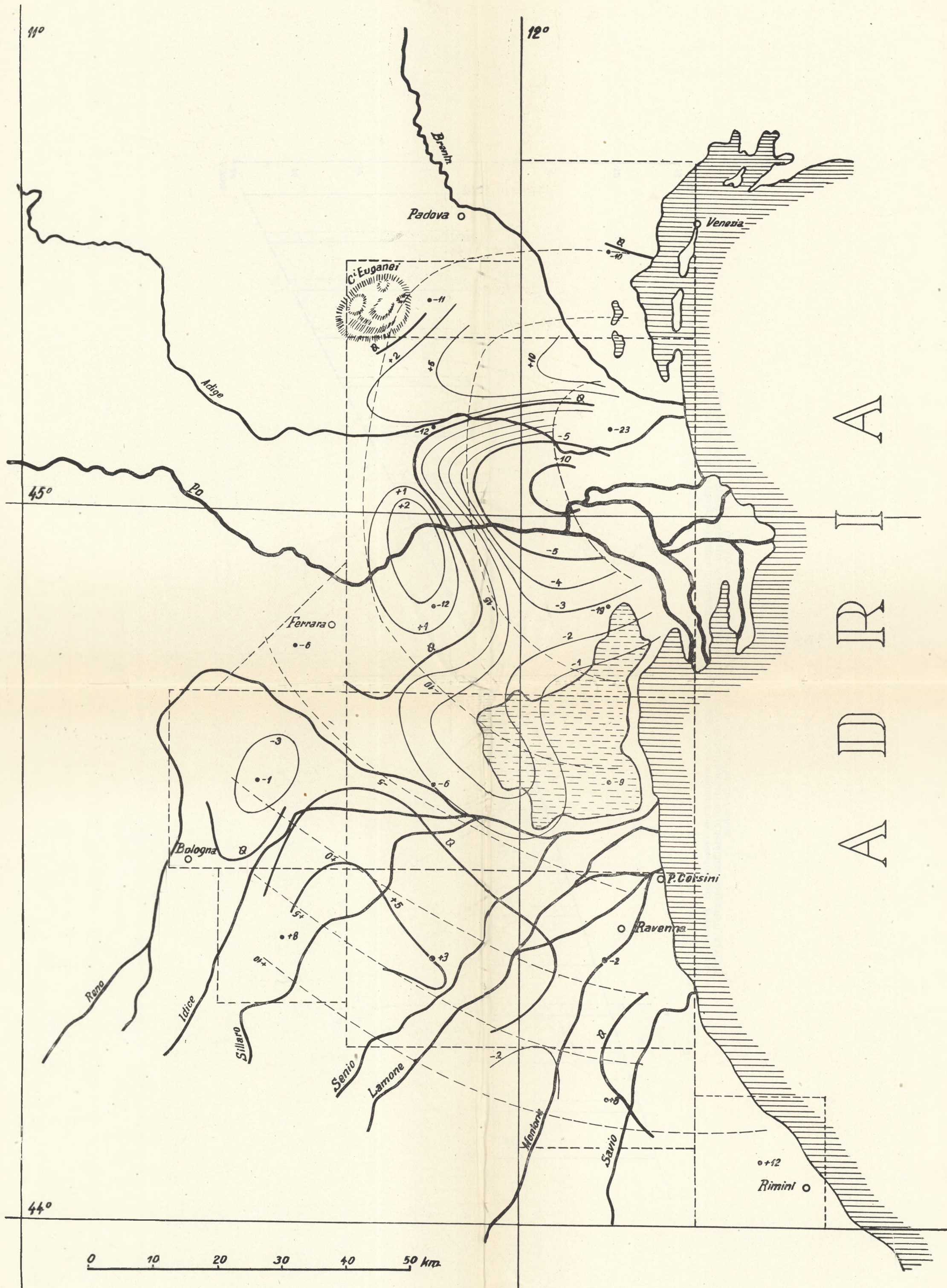


1. melléklet. Szintváltozási értékek grafikus transzformációja relatív rendszerből abszolút rendszerbe

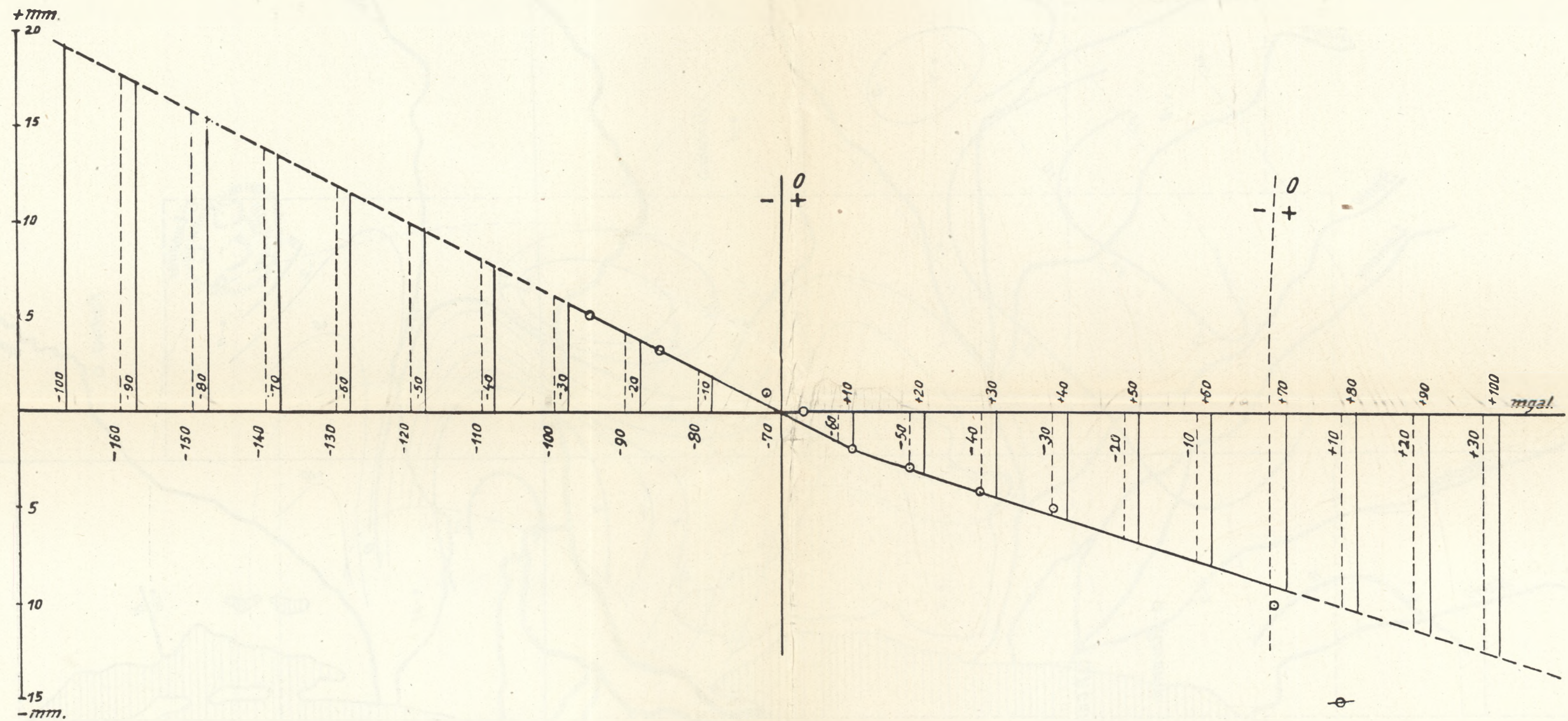


2. melléklet. Felszíni szintváltozást jelentő tényleges izobázisok a Po-síkság keleti felében, abszolút rendszerben, 10 évre vonatkoztatva. A számértékek mm-t jelentenek. (Bendefy feldolgozás Sabioni adatközlése alapján)

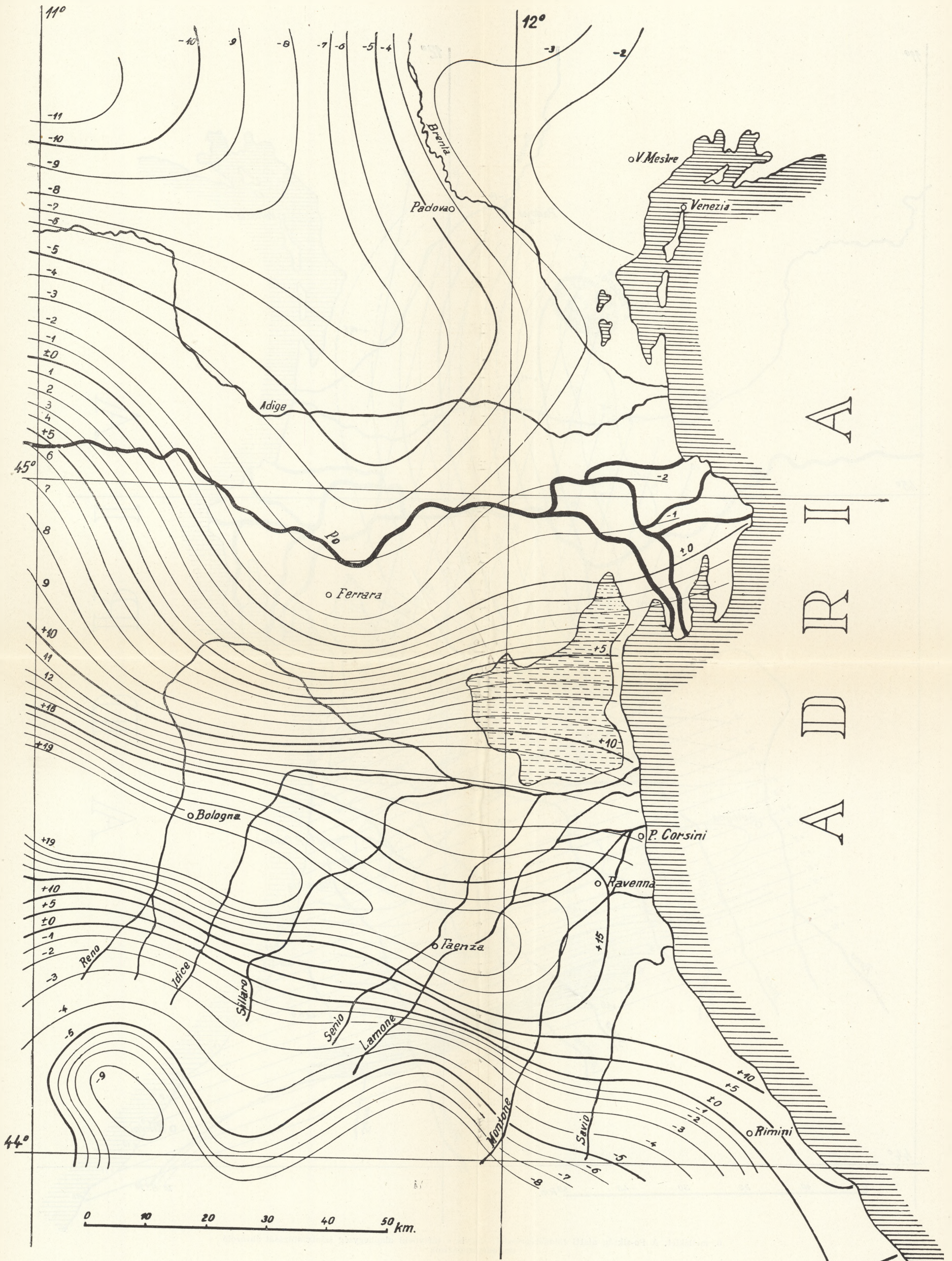
Macerata Feltria



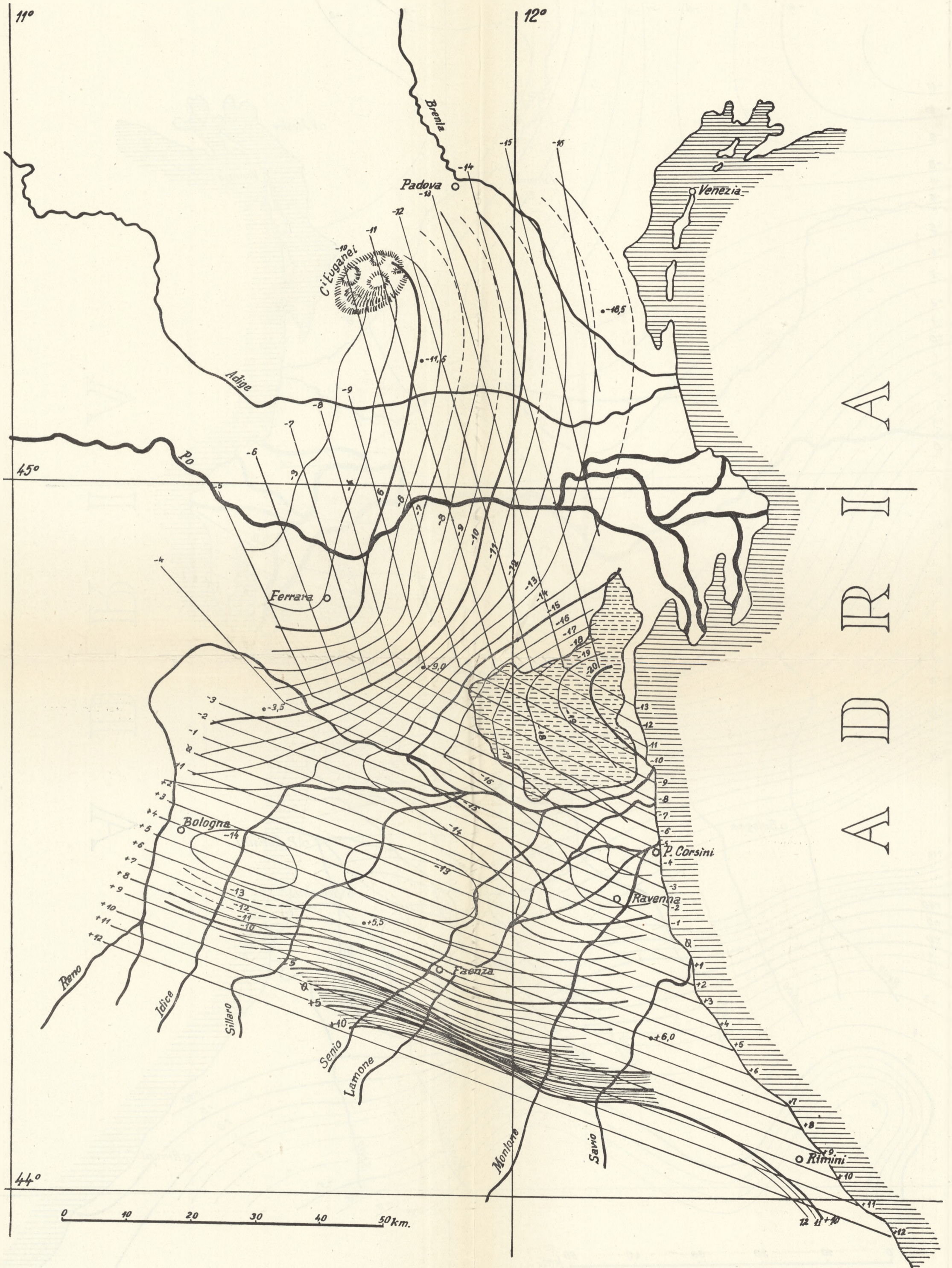
3. melléklet. Átlagizobázisok szerkesztése a tényleges izobázisok alapján. (Az átlagizobázisok szaggatott vonalakkal ábrázolva.) Maradékizobázisok, amelyek — mint a tényleges — és az átlagizobázisok különbségéből származó görbék — az alappontoknak környezetükhöz viszonyított szintváltozásáról nyújtanak tájékoztatást



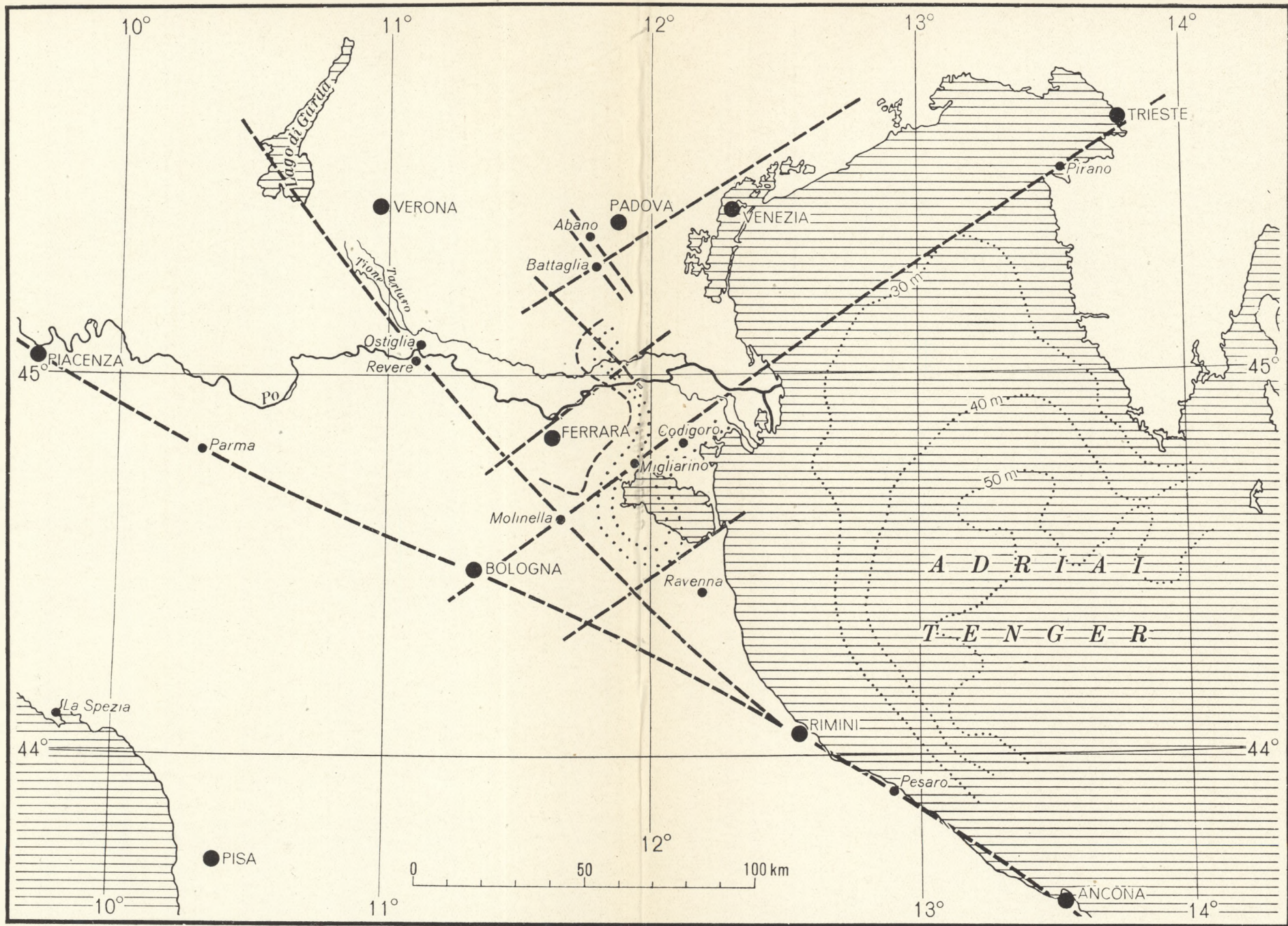
4. melléklet. A Po-síkság regionális izobázisainak és izosztikus gravitációs anomáliáinak összefüggését ábrázoló diagramm, a kétféle tengelyrendszerrel. A szerkesztéshez használt tengelyrendszerhez tartozó ordinátákat szaggatott, az eltolt tengelyrendszerhez tartozókat pedig teljes vonallal ábrázoltuk



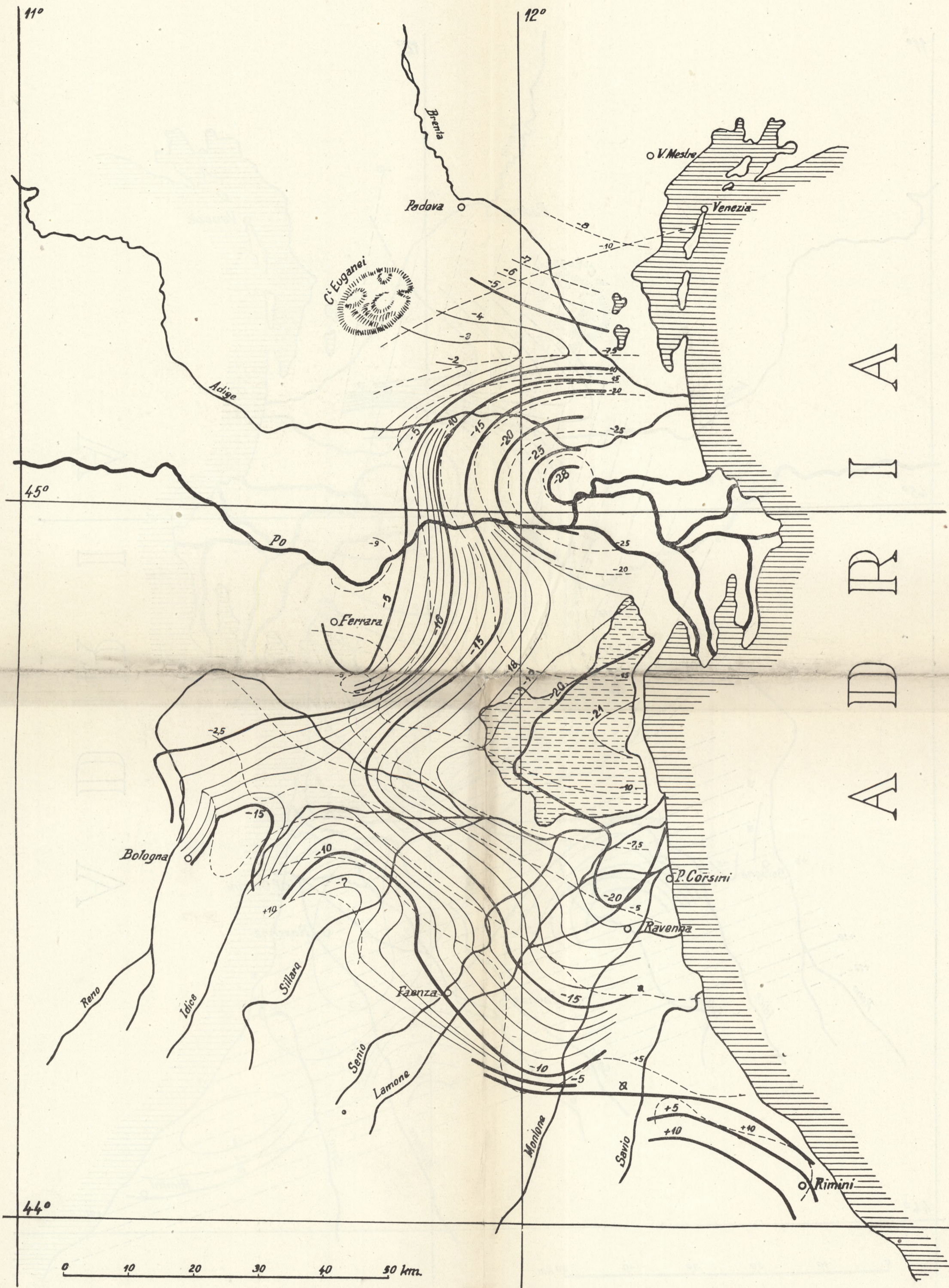
5. melléklet. Kerek szintváltozási értékeknek megfelelő izosztikus gravitációs anomáliák a Po-síkság keleti felében



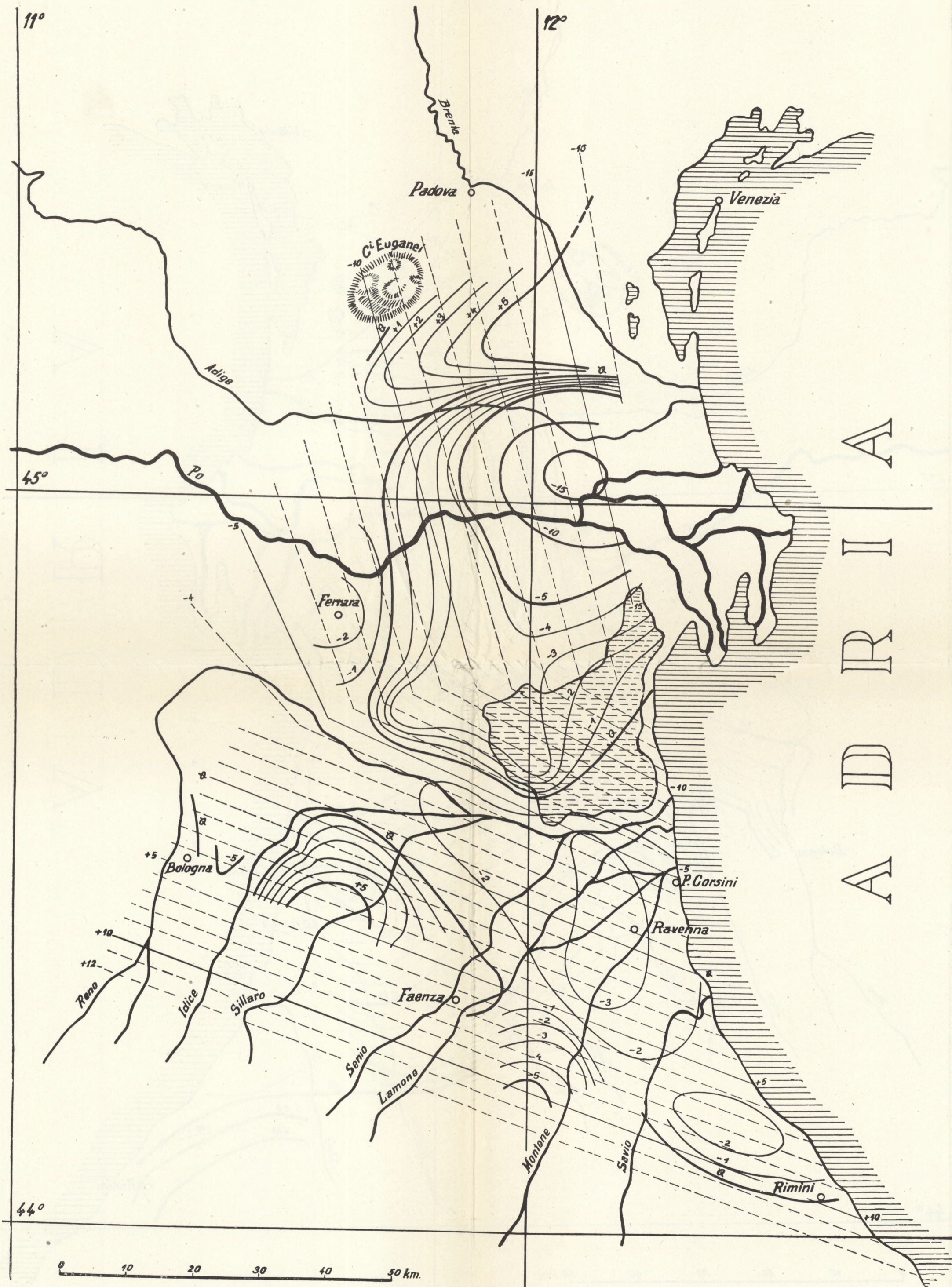
6. melléklet. A Po-síkság alatti földkéregrésztlet, vagyis a mélybeni alaphegység szintváltozását ábrázoló maradékizobázisok



7. melléklet. A különböző izobázis-seregekből kinyomozott földszerkezeti vonalak.



8. melléklet. A rétegtömörülés (kompakció vagy konszolidáció) mértéke a Po-síkság keleti felében



9. melléklet. Maradékizobázisok, melyek — mint a tényleges és a regionális izobázisok különbségéből származó görbék — az alappontoknak környezetükhöz viszonyított szintváltozásáról nyújtanak tájékoztatást