

A RÁDIÓTECHNIKA. KÖNYVEI

17

SZERKESZTI
MAGYARI BÉLA

MŰSZAKI KÖNYVKIADÓ, BUDAPEST

1956

TARTALOMJEGYZÉK

Bevezetés	5
Történeti áttekintés	6

Első fejezet

A rádióhullámok tulajdonságai	9
1. Rezgésszám, hullámhossz	9
2. Visszaverődés, törés, elhajlás	10
3. A rádióhullámok terjedési sebessége	17
4. Interferencia	18
5. Polarizáció	20
6. Térerősség	21

Második fejezet

A talaj és a légkör fontosabb tulajdonságai a rádióhullámok terjedésével kapcsolatban	23
1. A földfelszín mint sík terület	23
2. A földfelszín mint gömbfelület	29
3. A légkör	33
a) Légnyomás	33
b) Hőmérséklet	37
c) Légnedvesség	39
d) Légtömegek	41
e) A légkör felosztása	43
f) A légkör elektromossága	46

Harmadik fejezet

Az ionoszféra	49
a) A rétegek keletkezése	49
b) Miért szűnnek meg a rétegek?	51
c) Az ionoszférarétegek általános tulajdonságai	53
d) Az ionoszféra csillapítása	57
e) Az ionoszféra vizsgálata	59
f) Az ionoszféra rétegei	62
C réteg	64
D réteg	66
E réteg	70
F réteg	71
G réteg	77
Sporadikus E réteg	77

Negyedik fejezet

Hullámterjedés az ionosféra segítségével	81
a) Hosszú- és középhullámok terjedése ..	87
60 - 200 m-es hullámok	89
60—10 m-es hullámok	92
A méteres hullámok terjedése	105
A deci-, centi- és mm-es hullámok	110
Felhasznált és ajánlott irodalom	113

Bevezetés

TÖRTÉNETI ÁTTEKINTÉS

A rádióhullámok felfedezése óta még 100 év sem telt el. 1860-ban fedezte fel Feddersen a kondenzátorok kisülésének periodikus voltát, s ez indította meg a kísérletek sorát, melyeket Hertz, Popov, Marconi és mások végeztek a rádióhullámokkal kapcsolatban.

Az első rádióadások célja a minél nagyobb és nagyobb távolságok áthidalása volt. Az első táviratot Európa és Amerika között 1901 decemberében adták le. 1904-ben pedig már Újpest és Csepel között is folytak kísérleti adások.

A nagy távolságokat akkoriban még csak szikra- és gépadók hosszú és költséges hullámaival hódították meg. A hullámok terjedéséről inkább sejtésük volt a feltalálóknak, mint tudomásuk. A rádióforgalom azonban így is szépen fejlődött, sőt az amatőrizmus is hamarosan elterjedt. Az amatőrök már akkor is szorgalmasak voltak és elég sűrűn zavarták a hivatalos adásokat. Egy rádiókonferencián aztán „megrendsabályozták” őket, kiutalták számukra a 200 m alatti „összes” hullámokat, hiszen azokkal úgyszemint lehet kezdeni semmit...

Az eredményt jól tudjuk: a gyenge amatörenergiák egyszerűen csak nagyobb távolságokat hidaltak át, mint a gigászi, hivatalos adóállomások — az ionoszféra visszaverő rétegeinek felhasználásával.

Az ionoszféra létezését már régebben sejtették. Gauss már 1838-ban állította, hogy a földmágnességnek nemcsak a Földben, hanem a levegőben is van összetevője. Később arra is rájöttek, hogy egyes, különleges földmágnességi kitéréseket a magasban mozgó áramok okozzák.

A technika haladása azonban csak az amatőrök nagy horderejű összeköttetései után, 1924-ben tette lehetővé Appleton világhírű kísérletét, mellyel megtalálta az amatőrök visszaverő rétegét az ionoszférát.

Az ionoszféra kutatásával együtt indult meg a hullámterjedés nagyobb mérvű tanulmányozása is. Erre a távközlés gyakorlati fontossága miatt volt szükség. A hullámterjedés tanulmányozásával igen sokan foglalkoztak, legismertebbek mégis : Chapman, Harang, Martyn, Kessenik, Mitra, Van der Pol, Kazencev, Rawer, Beckmann ...

Az ionoszféra- és a hullámterjedési vizsgálatokat ma márszerte a világon az igen szép számban levő ionoszférakutató állomáson végzik. Megfigyeléseket, tapasztalatokat gyűjtenek, s ezek kiértékeléséből sokszor jelentős következtetéseket vonnak le e tudományág számára.

Hazánkban az első ionoszféravizsgáló állomás munkáját 1954-ben kezdte meg. E rövid idő alatt viszonylag szép eredményeket ért el, s lehetővé tette, hogy a rádiózás szempontjából oly fontos ionoszféravizsgálat és hullámterjedés-tanulmányozás nálunk is komoly alapokra épüljön, hogy elősegítse a magyar rádiózás további fejlődését.

A rádióhullámok keletkezése és kisugárzása

Az elektromágneses rezgések a rezgőkörben keletkeznek, mely két fontos alkatrészből áll: a kondenzátorból és az önindukciós tekercsből. A feltöltött kondenzátor kisül az önindukciós tekercsen át. A keletkezett önindukciós feszültség újra tölti a kondenzátort, kisebb és ellenkező előjelű feszültséggel. A kisülés újra megindul és ez a művelet addig tart, amíg a tekercs ohmos ellenállása az összes energiát hővé nem alakítja. A kondenzátor fegyverzetei között elektromos, a tekercsben pedig mágneses erőteret találunk. Ezek erőssége a feszültség- és az áram nagyságával együtt periodikusan változik.

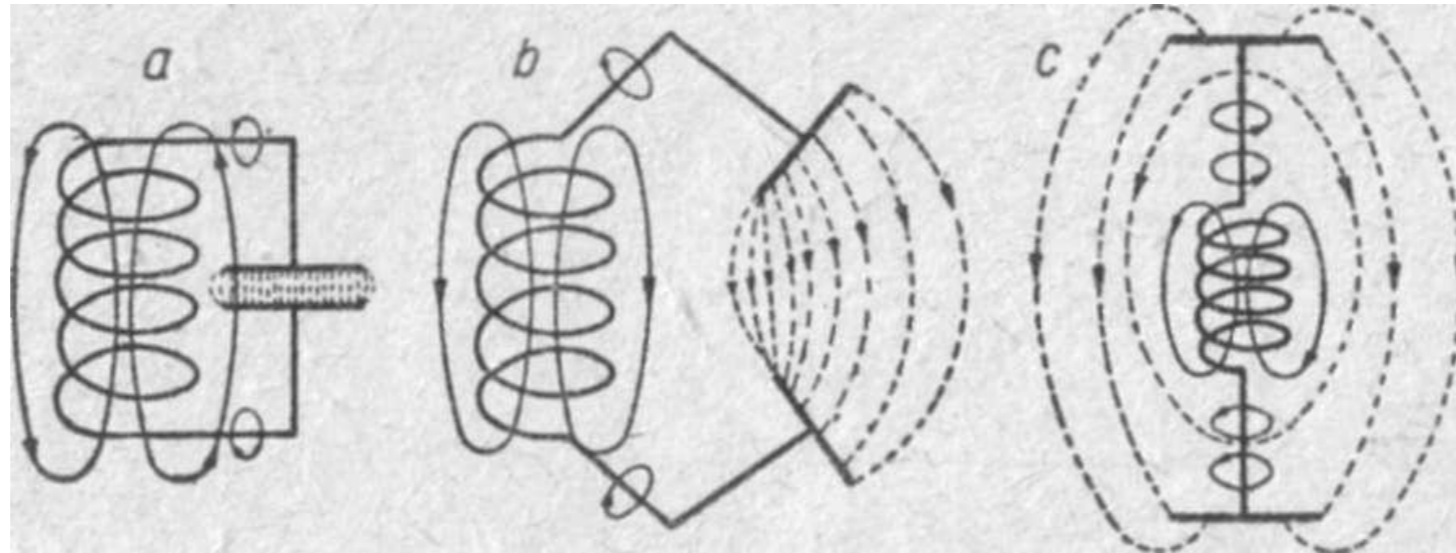
Régen ismeretes volt, hogy a rezgőkörben keletkezett rezgések váltakozó elektromágneses térrel bírnak és az is, hogy Maxwell szerint ennek a térnek tova kell terjednie.

A szokásos felépítésű rezgőkörtől (1. ábra, *a*) távolabb azonban alig kaptak valami energiát, abban mintegy „benne maradt” az elektromágneses hullám (ezért is nevezlek „zárt” rezgőkörnek).

Hertz a zárt rezgőkört sugárzásképpé akarta tenni, s kísérletei során szétnyitotta a kondenzátor lapjait (1. ábra, *b*) úgy, hogy a közöttük levő elektromos erővonalak kénytelenek legyenek a térbe kilépni. A mind széjjelebb nyílt kondenzátorlapok végül is a tekercs két végére kerültek és így az elektromos erővonalaknak

nagy utat kellett megtenniük a térben. A mágneses erővonalak pedig mind nagyobb és nagyobb gyűrűket alkothattak a vezetők körül (1. ábra, c). Így keletkezett a „nyitott” rezgőkör.

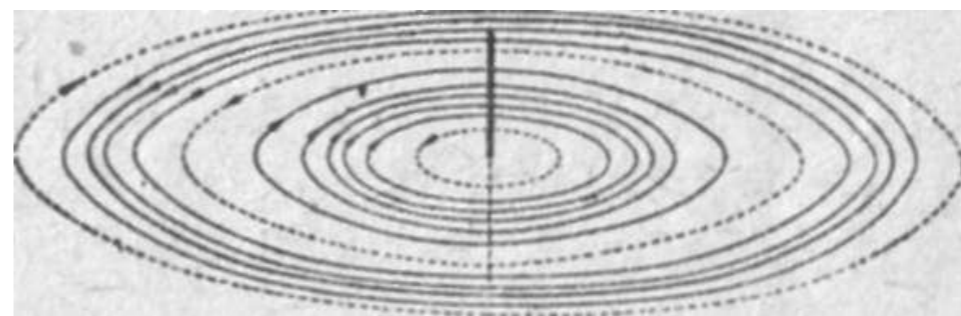
Hamarosan ezután Popov a zivatarjelző készüléke megszerkesztésekor felfedezi az antennát és nemsokára megépíti az első adóját is.



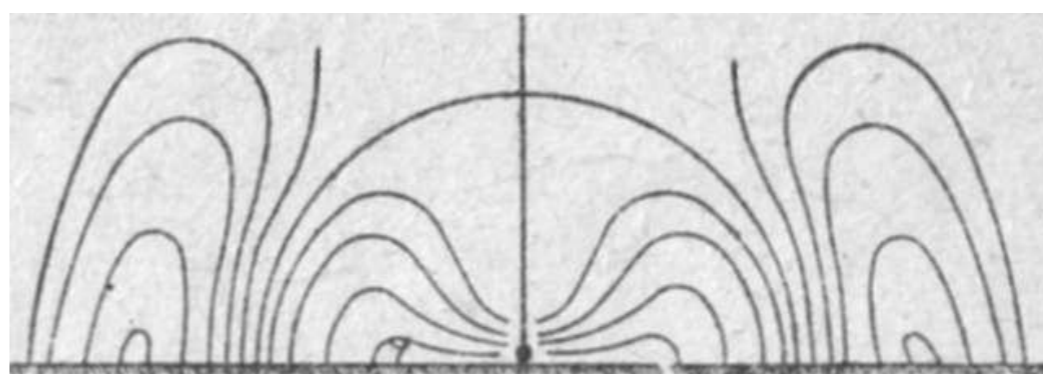
1. ábra

Az adóantenna hasonlóan bocsátja ki magából a hullámokat, mint a nyitott rezgőkör ; az antennát külön hagyja el az elektromos és külön a mágneses tér.

Válasszunk ki könnyebb-ség kedvéért egy egyszerű sugárzót, egy függőlegesen álló dipólt és nézzük meg az ebből kiinduló mágneses erőter erővonalait. Az antennában futó áram erőssége szerint sűrűsödnek, majd ritkulnak a széledő erővonalak, irányuk az áram irányával együtt változik. A sűrűsödések és ritkulások egyben a hullámhosszat is megmutatják.



2. ábra



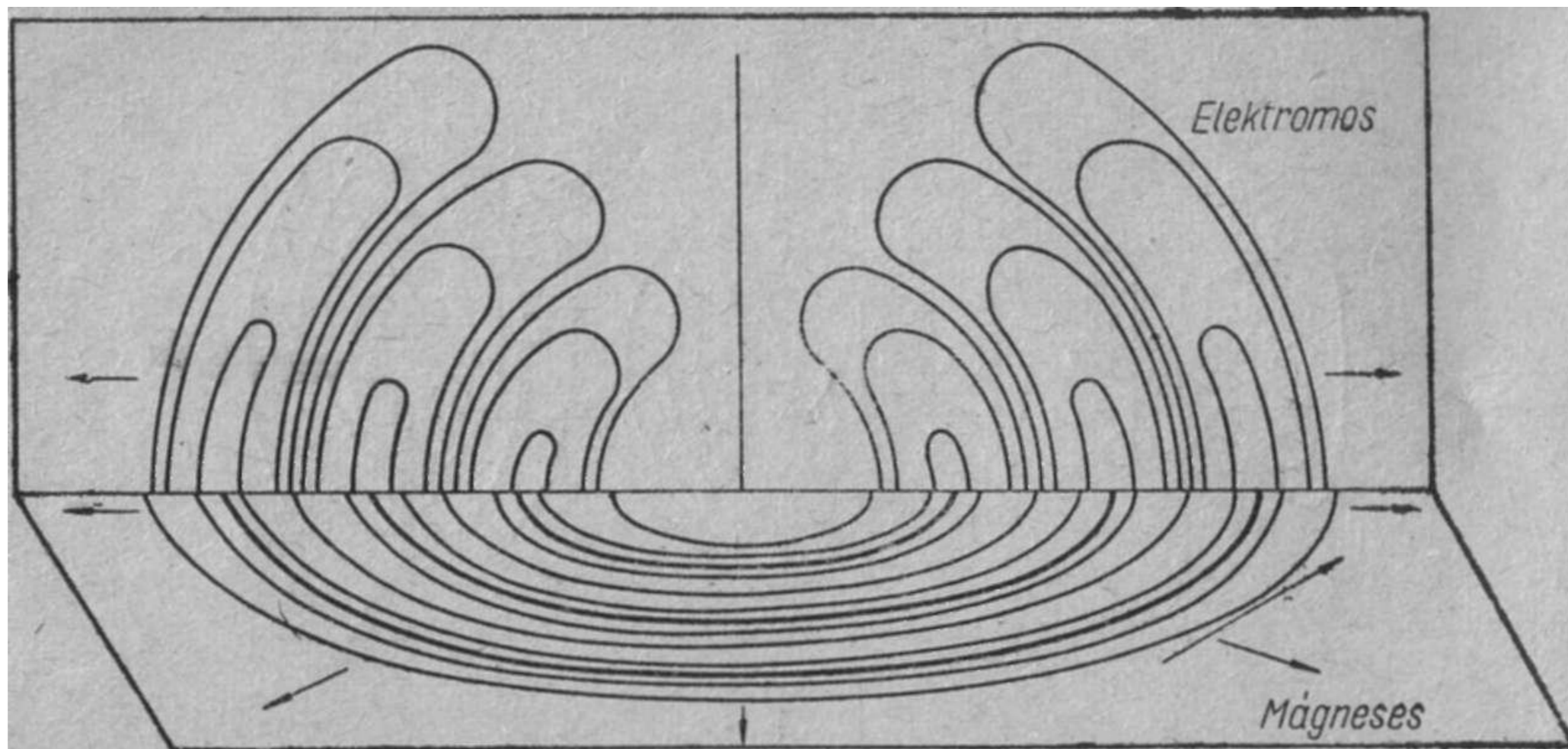
3. ábra. Az elektromos erővonalak metszete az antennától való távozásuk közben

A 3. ábrán látjuk az antennát elhagyó elektromos erővonalakat, amint végtelenül jó vezető talaj felett tovahaladnak.

A kétféle, a mágneses- és elektromos tér síkja merőleges egymásra, együtt haladnak tova (4. ábra), így, együttesen „elektromágneses hullám” a nevük.

Az antennát elhagyó rádióhullám tovaterjed a térben, halad a Föld felszínén, vagy a magasba kerül. Ebben az útjában követjük

a hullámot, megfigyeljük tulajdonságait, a közeget, amelyben terjed, amely elnyeli, visszaveri vagy megtöri és végül megismerjük felhasználási lehetőségeit.



4. ábra. Az elektromos és mágneses erővonalak egymásra merőleges síkban haladnak tova. A rezgés közbeni, egy szakasznyi eltolódás miatt a mágneses erővonalak akkor a leg-sűrűbbek, amikor az elektromosok a legritkábbak és viszont

ELSŐ FEJEZET

A RÁDIÓHULLÁMOK TULAJDONSÁGAI

1. Rezgésszám, hullámhossz

Minden rádióhullám végső fokon rezgőkörben keletkezik, amelynek az adatai szabják meg, hogy másodpercenként hány rezgés jöhet létre. A másodpercenkénti rezgések száma a *frekvencia* (f); egysége a hertz ; a rövidítése Hz. Ha pl. egy rádióállomás 100 000 rezgésszámú hullámot bocsát ki mp-ként, rezgésszáma 100 000 Hz. Mint más egységeknél, itt is megtaláljuk a kilo-, mega- (M), újabban a kilomega (kM) rövidítéseket. A fenti állomás tehát 100 kHz frekvenciát sugároz.

A rádióhullám éppen olyan elektromágneses hullám, mint a fény, s a sebessége is ugyanakkora, kerekén 300 000 km/s (c).

Az előbbi rádióállomás 100 000 rezgést bocsát ki mp-ként, egy rezgés időtartama tehát százvezred mp. Mekkora távolságot fut be a rádióhullám ez idő alatt? Könnyebbség kedvéért alakítsuk át a sebességet méter/másodperc-re, vagyis számoljunk 300 000 000 m/mp-el. Egy százvezred mp alatt ennek a távolságnak százvezred részét teszi meg, vagyis 3000 m-t. Ez a rádióhullám tehát a rezgésideje alatt 3000 m-t tesz meg.

Azt a távolságot, amelyet az elektromágneses hullám egy rezgés-ideje alatt tesz meg, hullámhossznak nevezük (λ).

A hullámhossz, a frekvencia és a fénysebesség között egyszerű összefüggés áll fenn :

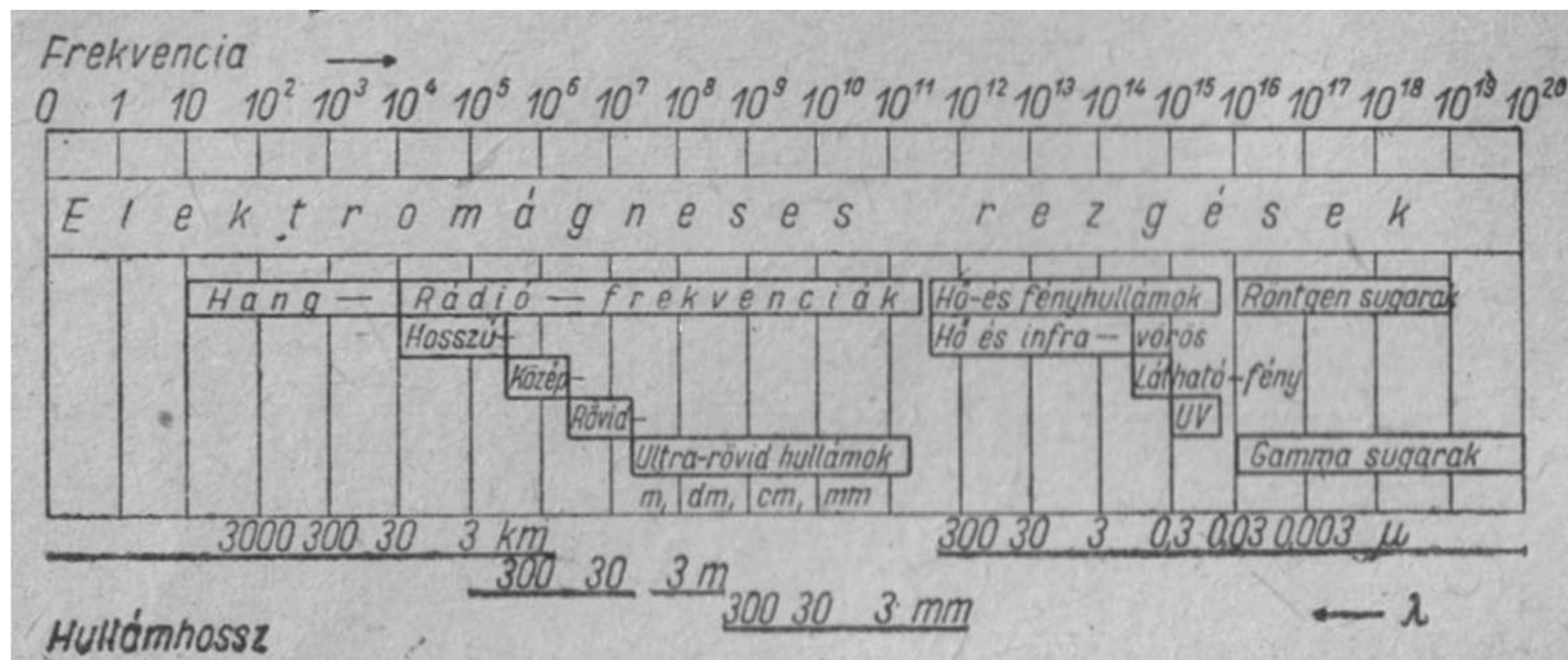
$$\lambda = \text{hullámhossz} = \frac{\text{fénysebesség}}{\text{rezgésszám}} = \frac{c}{f}$$

Ha a c -t m/s-ben, a rezgésszámot Hz-ekben helyettesítjük be, úgy a λ -t is méterekben kapjuk.

A rezgőkör önindukciója (L) és kapacitása (C) adataiból számíthatjuk ki a keletkező rezgésszámot:

$$f_{[HZ]} = \frac{159}{\sqrt{L_{[H]} \cdot C_{[\mu F]}}}$$

Az elektromágneses hullámok igen széles skáláját ismerjük, melyek frekvenciájukban, terjedésükben, hatásaikban különböznek egymástól. Ha a hullámokat frekvenciájuk szerint sorakoztatjuk egymás mellé, azt láthatjuk, hogy a rádióhullámok óriási sávot foglalnak le belőlük.



5. ábra

Magukat a rádióhullámokat is több kisebb-nagyobb sávra oszthatjuk még. E felosztásnál általában a hullámhosszat veszik figyelembe és a hosszúság egység többszöröseinek különböző nevei az irányadók.

A fenti, $\lambda = c/f$ képlet segítségével bármikor átszámíthatjuk a frekvenciát hullámhosszra és viszont. Pl. mekkora a hullámhossza a 15 kHz frekvenciájú radarkészüléknek?

15 kHz = 15 000 000 Hz ; $c = 300\,000\,000$ m/s, a hullámhossz tehát:

$$\lambda = \frac{300\,000\,000}{15\,000\,000} = \frac{3}{150} = \frac{1}{50} \text{ m} = 0,02 \text{ m} (= 2 \text{ cm})$$

A rádiófrekvenciás hullámtartományban a szórakoztató és hírszóró sávok mellett vannak a hajózás, a repülés, az országok közötti híradás, a meteorológiai szolgálat, a televízió stb. céljaira fenntartott hullámsávok is.

Ugyanígy kapnak az amatőrök is a különböző nagyságrendű frekvencia-tartományokban egy-egy, mindig keskenyebb sávot a saját forgalmuk lebonyolítására.

2. Visszaverődés, törés, elhajlás

Sokszor halljuk, hogy a rádióhullámokat az ionoszféra „visszahajlítja” a talajra, az ultrarövid hullámok is a földfelszín felé „hajlanak” stb. Pontos fogalmazás esetén nem beszélhetünk *hajlásról*.

A rádióhullámok óriási skálájában a visszaverődés jelenségét csak az egészen rövid, a cm-es, vagy még inkább a mm-es hullámok esetében lehet kísérletileg bemutatni. Ezek a kísérletek, továbbá a hosszabb hullámokon tapasztalt sok jelenség mind arra mutatnak,

Amatőrsávok

MHz-től	MHz-ig	m-től	m-ig	Sáv neve
1,75—	2,00	171,43	—150,00	160 m-es
3,50—	4,00	85,71	— 75,00	80 m-es
7,00—	7,30	42,86	— 41,09	40 m-es
14,00—	14,40	21,43	— 20,83	20 m-es
21,00—	21,45	14,29	— 13,98	14 m-es
26,96—	27,43	11,13	— 10,93	11 m-es
28,00	29,70	10,71	— 10,10	10 m-es
50 —	54	6,00	— 5,55	6 m-es
144 —	148	2,08	— 2,03	2 m-es
235 —	240	1,28	— 1,25	1 m-es
420 —	450	0,71	— 0,67	70 cm-es
1215 —	1 295	0,25	— 0,23	20 cm-es
2300 —	2 450	0,13	— 0,12	10 cm-es
3300 —	3 500	0,091	— 0,085	9 cm-es
5650 —	5 925	0,053	— 0,051	5 cm-es
10000 —	10 500	0,030	— 0,0285	3 cm-es
21000 —	22 000	0,0143	— 0,0136	1 cm-es
30 000			0,01	mm-es

hogy a rádióhullámok minden fajtájára ugyanaz a visszaverődési szabály érvényes, ami a fényre. Eszerint :

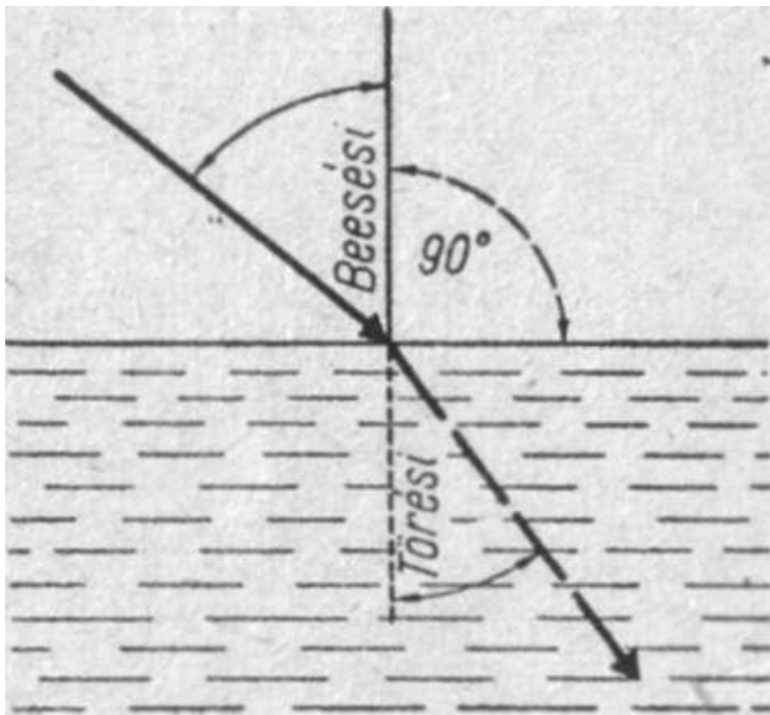
1. a beeső és visszaverődő rádióhullám egy síkban van;
2. a visszaverődési szög egyenlő a beesési szöggel.

Visszaverődés lehetséges a talajon, a tengervízen, a tereptárgyakon stb., de mindenkor ezek *felületén*. A rádióhullám ezekbe bele is hatol, de az a része, amely behatolt ezekbe az anyagokba, már nem vesz részt a továbbhaladásban. A felületről visszakapott hullám tehát gyengébb lesz, mint a beeső. A visszavert és a beeső hullám erősségének arányát jelzi a „visszaverődési tényező”.

A visszaverődéshez mindig elegendő nagyságú felület kell. A fénytanban erről alig hallottunk, mert a fény hullámhossza kisebb, mint bármely környezetünkben előforduló tárgy. A rádióhullámok hossza azonban összemérhető, sőt a legtöbb esetben nagyobb, mint környezetünk tárgyai, a tereptárgyak stb. Rádióhullámokkal csak akkor kaphatunk visszaverődést, ha a visszaverő felület nagyobb, mint a hullámhossz. A Kossuth-adó

hullámait nem veri vissza egy házfal, a televízióét azonban már igen.

A rádióhullámok *törésével* kapcsolatos fizikai törvényekért ismét a fénytanhhoz kell folyamodnunk. Innen ismeretes a *törésmutató* (n), mely megadja, hogy amikor a fény pl. a levegőből az üvegbe megy át és ilyenkor az iránya megváltozik — hogyan aránylanak egymáshoz a beesési és a törési szögek szinuszai.



6. ábra

Ismeretes az is, hogy a törésmutató aszerint változik, hogy milyen színű, tehát mekkora rezgésszámú fény megy át a levegőből az üvegbe.

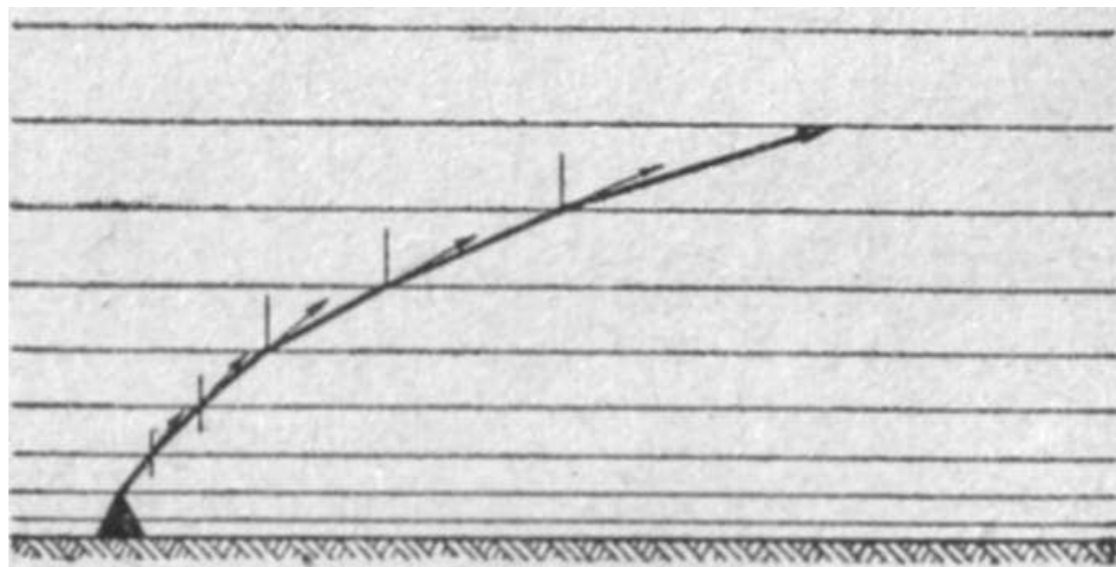
Ugyanígy van a rádióhullámoknak is „törésmutatója”, melyet akkor kell figyelembe venni, amikor a rádióhullámok mennek át az egyik közegből a másikba, pl. a levegő sűrűbb rétegéből a ritkább rétegébe.

Ilyen eset mindig fennáll, amikor a hullám nem a földfelszínnel halad párhuzamosan.

Visszaverődés esetében egy ugyanabban a közegben maradt (legfeljebb legyengült) hullámmal, *törés* esetében pedig egy másik vagy más sűrűségű közegbe áthaladó hullámmal van dolgunk.

Ez utóbbi eset a rádióhullámoknál tehát csak a légkörben fordulhat elő, lenn a talaj közelében is és fenn a száz km-es magasságokban is.

Nézzük először a légkör alsó részeiben tapasztalható hullámtörést. Számításokkal is megállapítható, hogy csupán a levegő felfelé való folytonos ritkulása miatt, a rádióhullámok nem teljesen egyenesen terjednek tova. Ha ez a ritkulás nem folytonos, hanem szakaszos lenne, úgy a hullám útja minden szakaszban megtörne kissé, mindig a beesési *merőlegetől*. Ha sok töréssel ábrázolt hullámutat egy folytonos vonallal ábrázolunk, úgy valóban egy, a talaj felé kissé „visszahajló” görbét láthatunk. Innen ered. a hullámok



7. ábra. Ha a levegő sűrűsége rétegenként ugrásszerűen változnék, a rádióhullám útján is lehetne látni a töréseket

„hajlása a földfelszín felé" elnevezés, mely végeredményben helytelen, mert a görbület *törésből ered*.

Tudjuk jól, hogy így van ez a fénysugaraknál is és ennek köszönhető, hogy a Napot hamarabb látjuk felkelni, mint kellene. Az irányt a szemünkhöz, legközelebbi rétegben történő törés adja meg.

Minél rövidebbek a hullámok, annál nagyobb mértékű a törés, a beesési merőlegetől való elhajlás. Az ugyanabban az irányban kiinduló hullámok tehát más és más utakon haladnak hullámhosszuk szerint (akár a szivárvány színei).

Húzzunk egy érintőt a földfelszín egy pontjához. Ez mindig jobban eltávolodik a talajtól; addig húzzuk, amíg éppen eléri a 100 km-es magasságot (kb. 1100 km hosszú lesz). Ha bármely rádióhullám, hasonlóképpen vízszintesen kiindulva, ugyanekkora utat tenne meg a levegőben és semmi törést nem szenvedne, ugyanekkora magasságba jutna el. A különböző hullámhosszú elektromágneses hullámok azonban a légkör okozta törésük miatt ekkora úton még nem érik el a 100 km-es magasságot. A fényhullámok csak 76, a hőhullámok 79, a mm-es és cm-es rádióhullámok 83, a méteresek 86, a dekaméteres hullámok 88, a 100 méteres hullámok 89, a többi pedig 90 km-re jut csak a talaj fölé ...

A rádióhullámok törésmutatóját úgy számítjuk, mintha a hullám a vákuumból indulna a levegőbe. Ebben az esetben természetesen nem helyezkedhetünk arra az álláspontra, hogy pl. az elektromágneses hullámok sebessége ugyanakkora a légkörben, mint a légüres térben (világűrben), hanem igen pontos mérésekre és adatokra van szükségünk.

Az így számított törésmutatóra más és más számértéket kapunk a különböző hullámhosszak esetében és ugyanazon hullámhossznál is változik az értéke a légkör sűrűsödése vagy ritkulása esetén.

Az előbbi példából láthattuk, hogy a rádióhullámok törésmutatója annál fontosabb tényező lesz, minél rövidebb hullámokról van szó. Nálunk, a talajközelben (az átlagos levegősűrűség mellett) a cm-es hullámok törésmutatója kb. 1,000 175 (fényre 1,000 280) és normális esetben felfelé méterenként 0,04 milliommóddal csökken.

Amennyiben a törésmutató csökkenése esetleg a hőmérséklet rendellenes (felfelé növekvő) kialakulása miatt nagyobb mérvű és eléri méterenként a 0,16 milliomodot, akkor a cm-es hullámok esetében már itt a talaj közelében bekövetkezhetik egy nagyobb mértékű törés, úgy, hogy a hullám szinte a talajjal, a földfelszínnel halad párhuzamosan. Ilyen esetben igen nagy lehet a hullámmal elérhető távolság.

Ezt az igen nagy mértékű törésből keletkező visszajutást „szuper-refrakció"-nak nevezik. Ebben a kifejezésben is a „refrak-

ció" visszahajlás szerepel, mely helytelen ugyan, de ha az okot nem nézzük, a jelenséget helyesen szemlélteti.

Egészen másként képzelendő el a hullámok törése a magas légkörben. Az itteni elektromos jelenségekről később lesz szó, most csak annyit képzeljünk el, hogy odafenn nagyon sok szabadon mozgó elektron van. Amikor a rádióállomás elektromágneses tere feljut a magasba, ott az elektronokat a saját frekvenciája ütemében megmozgatja. Ezen nem is csodálkozhatunk, hiszen már az elektromos tér erővonalát eleve úgy képzeltük el, hogy azon a vonalon mozog az elektromos töltés.

Az elektronok mozgásának úthossza jelentékeny és függ az adóállomás energiájától, az elektronoknak az adóantennától számítható távolságától és a frekvenciától. Természetes, hogy a nagyobb erősségű elektromágneses tér nagyobb kimozdulást hoz létre (nagyobb a kimenő energia vagy közelebb van az adóantenna). A frekvencia pedig azért számít bele az úthossz növelésébe, mert a hosszabb úthoz több idő is kell. Márpedig a szaporább frekvencia esetében kevesebb idő jut az elektronok felgyorsítására, tehát nem is ugranak akkorákat, mint a kisebb frekvenciáknál.

Ha pl. a talajon elhelyezünk egy 1 kW kimenő energiájú állomást, akkor felette 100 km magasságban a 3000 méteres hullám, saját irányában másfél mm hosszú útra tudja kimozdítani az elektronokat. Ugyanakkor a 300 méteres hullám csak a mm 15 ezred részére! Tekintve az elektron apró voltát, még ez az utóbbi kimozdítás is óriási.

Mint tudjuk, az elektron ilyen rezgőmozgása áramot, illetve a jelen esetben rezgések keltését és kisugárzását jelenti.

Úgy képzelhetjük el, hogy a rádióhullámok hatására odafenn az elektronok milliói mind-mind mozognak abban az irányban, amerre a hullám terjedése mutat. Így rengeteg kis sugárzó antenna keletkezik és ezek pontosan ugyanakkora rezgésszámú hullámokat bocsátanak ki, mint amekkora rezgésszámú hullám mozgatja őket. Van tehát egy mozgató, elsődleges (gerjesztő), és egy, a mozgás által keletkezett, másodlagos (gerjesztett) hullám. Frekvenciájuk pontosan ugyanaz, de a fázisuk már nem.

A másodlagos rezgésekből eredő hullám minden irányban terjed, tehát az eredeti hullám haladási irányában is és vele szemben is, hátrafele. A hullámtalálkozások eredménye a fázisoktól függ, a fázisok pedig a kérdéses légrétegben levő elektronok sűrűsége szerint változnak. Minél nagyobb az elektronsűrűség, annál nagyobb fázisszög különbség lesz a gerjesztő- és a gerjesztett hullám visszafelé induló része között. Interferenciák lépnek fel, melyekben mind

a gerjesztő, mind a gerjesztett hullámok kioltódnak és csak egy irány marad, melyben a hullám tulajdonképpen tovaterjed, a „megtört” hullám iránya.

Gondolhatjuk, hogy az ilyen hullámtörés törésmutatója nem valami közönséges szám. Tartalmaznia kell a törés helyén szereplő elektronok sűrűségét (cm^3 -kénti számát, N -et), az elektron tömegét (m) és töltését (e), továbbá a gerjesztő hullám rezgésszámát (f). Egyszerűbb lesz ennek a törésmutatónak a négyzetét kifejezni :

$$n^2 = 1 - \frac{4\pi \frac{Ne^2}{m}}{(2\pi f)^2}$$

Ha éppen egyenlő eggyel, akkor nincsen törés, a rádióhullám egyenesen halad tova a légkörben. (Előbbi fogalmazásunk szerint akkor lehet a törésmutató egyenlő eggyel, ha a beesési szög egyenlő a törési szöggel, vagyis amikor tulajdonképpen nincsen törés.)

Nézzük csak meg, hogy milyen esetekben következhetik be a törésmutató egységnyi értéke? Csakis akkor, ha a második tag, a tört értéke nulla !

Ebben a törtben pedig az N és az f betűk uralkodnak. Ezeknek lehet igen nagy, vagy igen kicsiny értékük. Vagyis nulla lehet a tört értéke akkor, ha nagyon kicsiny az N , ha tehát igen ritka az elektron az illető levegőrétégben, vagy akkor, ha nagyon nagy az f , amikor tehát ultrarövid hullámokat küldtünk a magasba, melyek valóban törés nélkül haladnak át a magas légkörön is.

Láthatjuk tehát, hogy a rádióhullámok törése elektronokban gazdag rétegben csak a fény anomális törési eseteivel hasonlítható össze és igen összetett folyamat. Az elektronok nagyobb sűrűsödése a hullámok számára „optikailag” *ritkulást* jelent. Másként el sem tudnánk képzelni, hogy a folyton sűrűsödő elektronok jobban és jobban eltérítsék a megtört hullámot a beesési merőlegestől.

Az eddigiekben azt láttuk, hogy a hullám, belejutva az elektronokban gazdag levegőrétégbe, ott az elektronsűrűségtől függően többé vagy kevésbé megtörik. *De* hogyan jut vissza a földfelszínre?

Amennyiben az elektronsűrűség a magassággal növekszik, a hullám haladása közben mindig nagyobb és nagyobb törést szenved, végre útja párhuzamos lesz a földfelszínnel. Ha mostantól kezdve további egyenes vonalú mozgása közben mindig pontosan ugyanekkora sűrűségűnek találná a közeget, sohasem térne vissza. Mivel azonban a légkör elektron tartalma a vízszintesben sem egyen-

letes, vagy, ha jódarabon az is lenne, az elektromos réteg görbül (párhuzamos a földfelszínnel), a rádióhullám hamarosan talál egy valamivel sűrűbb réteget, mely kissé még nagyobb törést ad neki. Ezzel azonban *már lefelé irányul*. Ettől kezdve sűrűbb közegből a ritkább felé halad (az elektronok sűrűségéről van szó), törése tehát fordított lesz : a *merőlegeshez* törik. Lefelé irányuló pályája tehát szimmetrikus lesz a felfelé ívelő útjával.

Így *törik* le tehát a rádióhullám a magas légkör elektromos rétegeiből.

Térjünk vissza a törésmutatóra, nézzük meg újra az előbb is említett törtet. Gondoljuk, hogy az N -hez, tehát az elektronok sűrűségéhez olyan f rezgésszámot kell keresnünk, amelynél a tört értéke éppen eggyel lesz egyenlő.

A magas légkörben előforduló N ionsűrűséghez mindig tudunk találni akkora f -et, hogy ezt a feltételt kielégítsük. Ha a tört értéke egy, akkor az $n^2 = 0$.

Nézzük meg most ennek az esetnek a fizikai jelentőséget. Ha a törésmutató *zérus*, *törés nem lehet*, az f frekvenciájú hullám *nem mehet át* az N elektronsűrűséggel bíró rétegen, mert az n nullával és nem eggyel egyenlő. Csak a teljes visszaverődés esete állhat tehát fenn. Mivel pedig a törésmutató képletében beesési szögről nincsen szó, ez a teljes visszaverődés még függőleges beesés esetében is fennáll. Minden sűrűségértékhez tartozik egy olyan frekvencia, amely az akkora sűrűségű rétegről teljesen visszaverődik és fordítva.

A teljes visszaverődés annyit jelent, hogy minden beeső energia vissza is verődik, legjobb lenne tehát mindig az ilyen frekvenciákat használni. Sajnos a valóságban ilyenkor is van veszteség, mert a hullám rendszerint nem azonnal éri el a számára teljesen visszaverő hatású réteget, hanem előbb ritkábbakon kell áthaladnia. Van tehát vesztesége fel- és lefele menet is.

A magas légkörbe felküldött hullám visszajutása a talajra tehát részben törés, részben visszaverődés által is történhetik.

Az *elhajlás* jelenségét a fizika úgy magyarázza, hogy a fény, amikor pl. egy keskeny résen hatol át, a rés mögött nemcsak annak szélességében halad tova, hanem minden irányban, mert a rés széleiről is indulnak fényhullámok. Ezt a jelenséget a hangtanból is ismerjük és már ott is fontos volt, hogy a rés nagysága hogyan viszonylik a hang hullámhosszához. A kissé nyitvahagyott ajtó szinte szétszórja a másik szobában hangzó beszédet, de a mély hangok kevésbé hallatszanak, mint a magasak : a rés nagysága ugyanis a magas hangok rövid hullámhosszának kedvez.

A rádióhullámoknál ilyenmő elhajlásról csak a cm-es és ennél rövidebbek esetében beszélhetünk. A légkörben, tovaterjedésük közben, ez az elhajlás már ezeknél sem fordul elő. Minden hullámnál ismeretes a föld felé történő visszakanyarodás, kisebb-nagyobb mértékben, ezt visszahajlásnak is nevezik, ebben azonban, mint már említettük, nem a fizikai okot, hanem a görbület formáját jelölik meg.

3. A rádióhullámok terjedési sebessége

Az elektromágneses hullámok terjedési sebessége, mint már láttuk, kerekén 300 000 km/s. Ez a sebesség a világűrre, a vákuumra vonatkozik. Földi viszonylatban a rádióhullámok mindig a légkörben haladnak, tehát közegben, mely bizonyos ellenállást gördít terjedésük elé, csökkenti a sebességüket. Ez az ellenállás azonban a légkörben csekély.

Tudnunk kell azonban azt is, hogy az elektromágneses hullámok terjedésénél kétféle sebességről beszélünk: a csoportsebességről és a fázissebességről.

Amikor arra gondolunk, hogy a rádióhullám az adóantennából kiindulva, mint valami mozgó energia halad tova a térben és a vevőantennában áramot indukál, az ionoszférában az elektronokat mozgatja stb., akkor a *csoportsebességre* kell gondolnunk (v_{cs}).

A rádióhullámok törésénél láttuk, hogy a hullámok sebessége megváltozik, amikor sűrűbb vagy ritkább közegbe mennek át. A változó sebesség a csoportsebesség, mely eszerint a következő összefüggésben van a törésmutatóval :

$$v_{cs} = n \cdot c$$

ahol a c a fénysebesség.

Az a körülmény, hogy a fénysebességnél nagyobb valódi sebességet nem ismerünk és fizikailag el sem képzelhetünk, érdekessé teszi ezt a képletet. Ez a *képlet* csak akkor érvényes, ha a bal oldalon legfeljebb 300 000 km/s-et kapunk, vagy ennél kevesebbet. Tehát a csoportsebesség egyenlő vagy kisebb a fénysebességnél.

Azt is tudnunk kell még erről az összefüggésről, hogy $n = 0$ esetében szintén nem érvényes. Igaz ugyan, hogy a rádióhullámok a törésmutató folytonos csökkenése miatt igen meglassulnak az ionoszférában, de a merőleges beesésnél bekövetkező teljes visszaverődés esetét kivéve nem beszélhetünk „megállásukról”.

A „fázissebesség” szintén igen lényeges szerepet játszik a hullámok tovaterjedésénél. Fázissebességnek valamely hullámon a rezgés fázisának terjedési sebességét nevezzük.

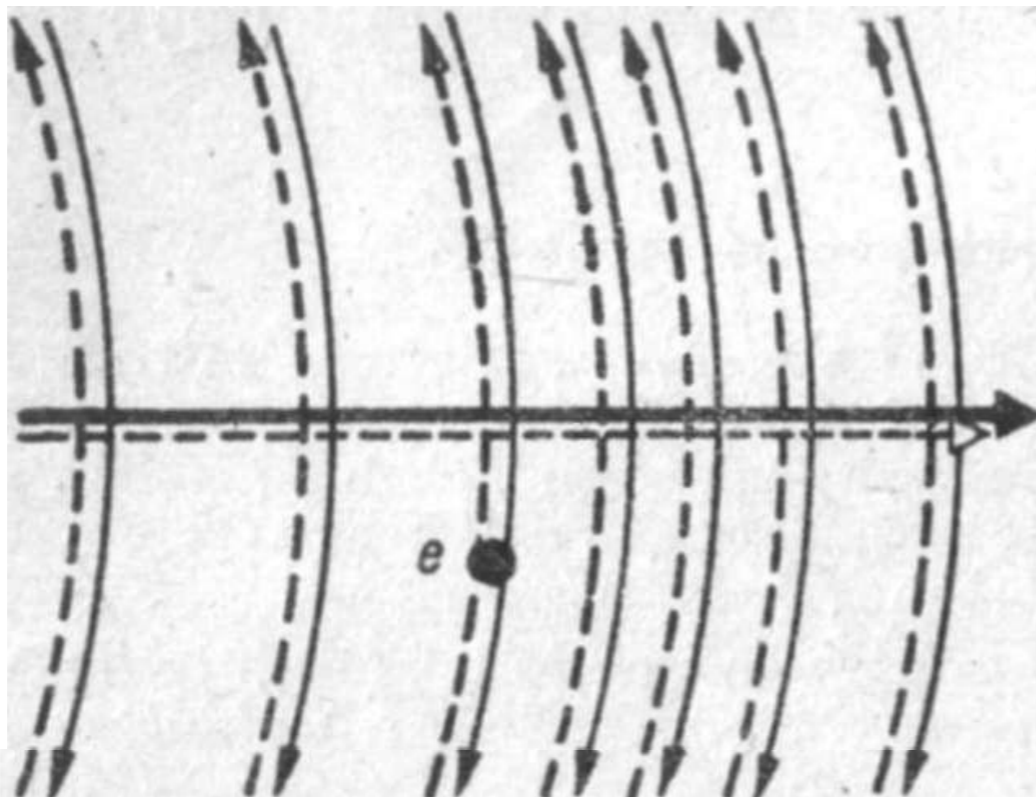
A fázissebességet a következőképpen fejezhetjük ki :

$$v_f = \frac{c}{n}$$

ahol c a fénysebesség, n pedig — amennyiben az ionoszféráról van szó — a már ismertett törésmutató. Mivel ez lehet kisebb is egynél, a fázissebesség nagyobb lehet a fény sebességénél. Természetesen a fázissebesség csak magán a hullámon értendő. Hiába nagyobb tehát a csoportsebességnél, előbbre nem érhet sehová sem.

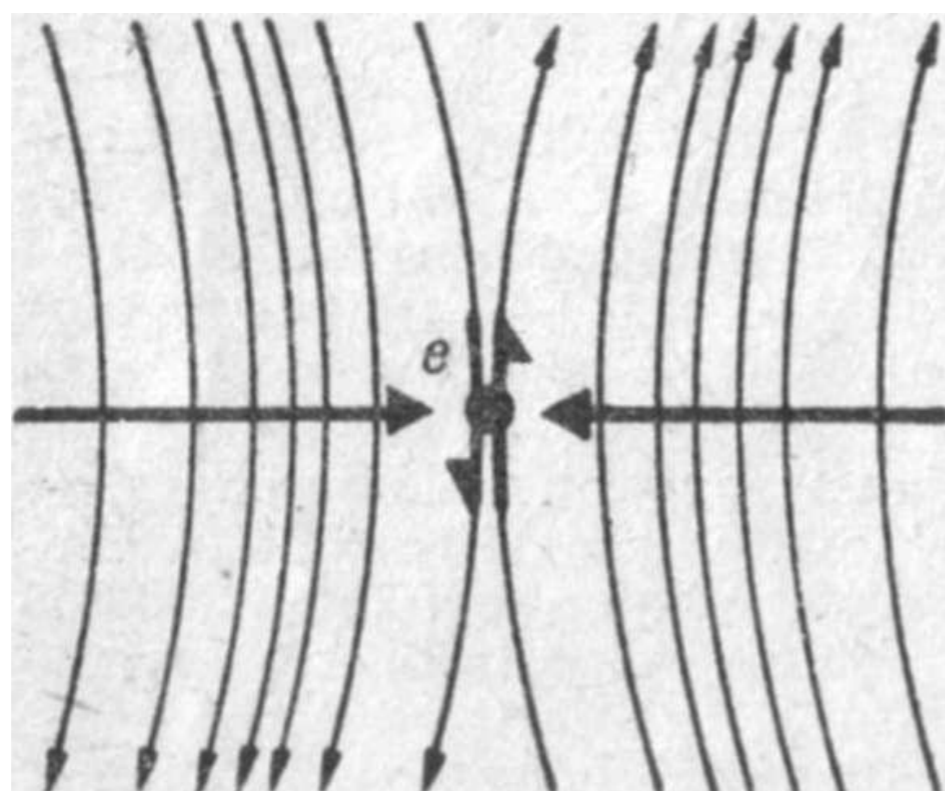
4. Interferencia

Két elektromágneses hullám találkozásakor hatással van egymásra, ezt a hatást nevezzük interferenciának. A találkozás eredménye függ a hullámhossztól, a fázistól, amelyben éppen találkoznak és a hullámok erősségétől.



Bár tulajdonképpen hullámhosszban távol álló rádióhullámok is kell, hogy hassanak egymásra, a hatás jelentéktelen volta miatt ilyen eseteket számításba se veszünk. Számunkra csak az az érdekes, ha ugyanakkora, vagy nagyon kis hullámhossz-különbségű rádióhullámok találkoznak.

Induljon el két rádióhullám azonos rezgésszámmal, erősséggel és fázissal. Állítsuk meg őket a tér egy részében. A hullám tulajdonképpen elektromágneses tér, tehát a megállott elektromágneses teret erővonalakkal jellemezhetjük, melyek minden pontban sűrűségükkel a tér erősségét, irányukkal a tér irányát mutatják. Mind a két hullám erővonalai ugyanabba az irányba mutatnak és mivel két különböző, de pontosan ugyanakkora erősségű hullámról van szó, a térerősség kétszer akkora lesz, mintha csak az egyik érkezett volna oda. Nyilvánvaló, hogy a két hullám erősítette egymást.



8. ábra. Egyenlő erősségű, de ellenkező fázisban levő erőterek találkozásánál az erővonalak mutatják, hogy egy odahelyezett kis elektromos töltés (e elektron) nem mozoghat, mert egyenlő erejű, de ellenkező irányú taszítás éri. Az eredmény annyi, mintha azon a helyen nem lenne elektromos vagy mágneses tér

zissal, az erővonalakat egyenlő sűrűségben kell rajzolnunk, mind a két hullám számára, de pont ellentétes irányban. Ha most ebbe a térbe egy elektront helyeznénk el, azt ugyanakkora, de ellentétes irányú taszítás érné, bárhová is tennénk a megállított hullámok erőterébe, meg sem mozdulna, úgy viselkednék, mintha ezen a helyen nem lenne elektromos tér, a két hullám „kioltotta” egymást. (Ha a mágneses teret vennénk figyelembe, apró mágnesűt kellene elhelyezni ...)

Ha ugyanezt a két hullámot indítjuk, de éppen ellenkező fázisban,

Mi lenne akkor, ha nem egyenlő frekvenciájú hullámok találkoznának? Ez az eset már nehezebb, de mégis elképzelhető az eredmény. Nyilvánvaló, hogy az egyik hullám hossza rövidebb a másikénál. Bármilyen fázisban kerülnek össze tehát az első pillanatban, az idő folyamán mindkét hullám pozitív és negatív fázisai mind találkoznak majd egymással. Ennek megfelelően előfordul majd erősítés is, meg gyengítés is, esetleg egy-egy pillanatra teljes kioltás. Ezek az erősítések és gyengítések szabályos időközökben követik majd egymást, tulajdonképpen új fázisok keletkeznek, ezek pedig új rezgést, új hullámot jelentenek.

Két, nem egyenlő rezgésszámú hullám találkozásából tehát új hullám keletkezik. Ennek frekvenciája mindig kisebb, mint az öt létrehozó kettő közül bármelyiké (a két hullám rezgésszámának különbsége).

Az interferencia jelenségeknél tehát sok esetet különböztethetünk meg. Ha a két találkozó hullám azonos rezgésszámú, akkor találkozhatnak egyező vagy ellentétes fázisban. Egyező fázisban erősítik, ellenkezőben gyengítik egymást. Ha pontosan egyenlő a két hullám térerőssége is, akkor ellenkező fázisban találkozáskor kioltják egymást.

Nem egyenlő rezgésszámú hullámok találkozásánál egy rezgésidő alatt több erősítés és gyengítés újabb fázisokat hoz létre, ezek pedig egy harmadik hullámot alakítanak ki, a két találkozó frekvenciájának különbségét. Éppen ez utóbbi okból nem kell számításba venni a nagy frekvenciakülönbségű hullámok találkozását.

A hullámok erőssége annyiban jön számításba, hogy nem egyenlő erejű hullámoknál pl. teljes kioltás sem jöhet létre (az egyikből még marad energia). Ha pedig az egyik hullám csak jelentéktelen erősségű a másikhoz képest, interferencia lesz ugyan, de pl. rádióhallgatásunkat nem fogja zavarni.

Igen rövid hullámoknál előfordul, hogy pl. tereptárgyakon történő szóródásuk miatt, e tárgyak körül a több irányból jövő hullámok miatt interferencia keletkezik.

Interferencia jelenségeknek számtalanszor vagyunk fültanúi, Egy adóállomás elektromágneses hullámai több úton is érkehetnek készülékünkhöz. A hosszabb úton jövő hullám érkezik az útkülönbség nagysága szerint éppen annyi idővel később, mint amennyi idő alatt az adó rezgőkörében a rezgésfolyamat két szakasza lezajlott. Az interferencia eredményeképpen gyengül a vétel, esetleg teljesen ki is marad (elhalkulási jelenség, „fading”). Ugyanezen okból kifolyólag, de megfelelő fázisban történő találkozásnál erősödhet is az állomás hangja.

Igen kellemetlen az az eset, amikor két olyan rezgésszámú rádióhullám találkozik, melyeknek a frekvenciakülönbsége a hallható hangrezgések sávjába esik. Ez a különbség ugyanis mint kísérő hang jelentkezik az egymást amúgy is zavaró állomások mellett. Ezt nevezik „interferencia-fütty”-nek.

Különösen reléállomásoknál fordul elő, hogy nem tudják egészen pontosan ugyanakkora hullámra hangolni őket. A különbség nagyon kicsiny, esetleg csak néhány Hz. Ilyenkor az állomások lüktető hanggal jelentkeznek a kis frekvenciakülönbség miatt,

Éppen ezért a világkonferenciákon, a hullámhosszak elosztása alkalmával ügyelnek arra, hogy nagy energiájú állomások ne legyenek ugyanazon a frekvencián.

Interferenciajelenségek lépnek fel hullámtörések esetében is.

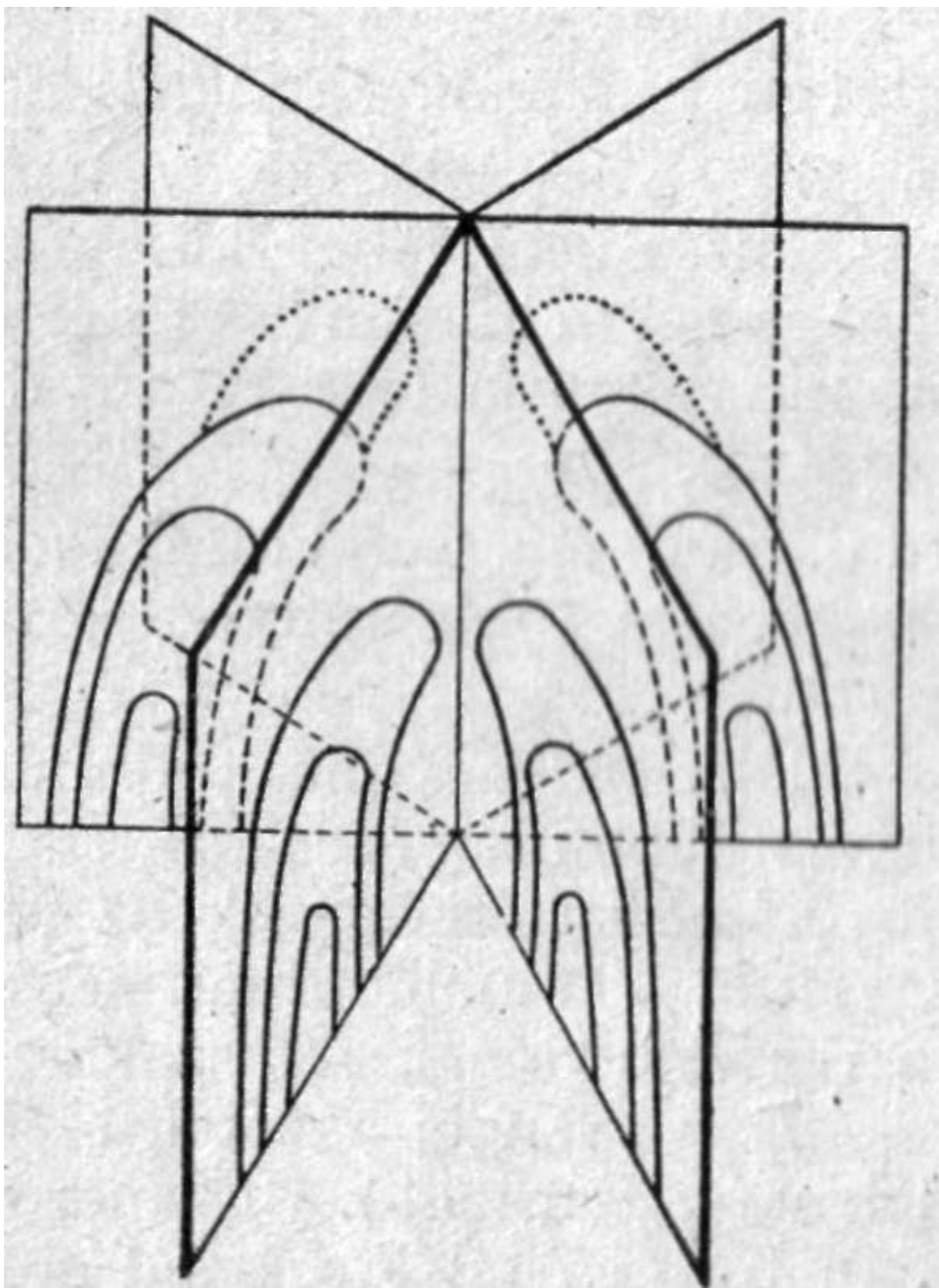
5. Polarizáció

A rádióhullámok mindig valamilyen antennából indulnak ki. Az antenna rendszerint olyan vezető, melynek hossza lényegesen nagyobb, mint keresztmetszete. A keletkezett elektromágneses tér erővonalai tehát ebből az antennából indulnak, erről szakadnak le. Külön kell megfigyelnünk a mágneses és külön az elektromos erővonalakat. A mágneseseket az antennában haladó áram, az elektromosakat az antennán uralkodó feszültségviszonyok határozzák

meg. Amint már láttuk, ezek más és más síkban keletkeznek és terjednek is tova. Azt a síkot, amelyben az elektromos erővonalak találhatóak, nevezzük a hullám polarizációs síkjának.

A polarizációs síkot a hullám kiindulásakor a fentiek szerint az antenna elhelyezése határozza meg. Pl. egy függőlegesen álló antennából függőlegesen polarizált hullámok indulnak.

A polarizációs sík a hullám haladása közben megváltozhat. Már magában a troposzférában a különböző visszaverő és eltérítő inverziók (még a hosszú hullámok esetében is) eltérítik eredeti irányából a polarizációs síkot, ugyanígy az ionoszféra.



9. ábra

A hullámok polarizációja a terjedés és a vétel szempontjából is figyelemreméltó. Terjedésük közben állandóan visszaverődéseket szenvednek és nem mindegy, hogy a visszaverő felületre milyen szög alatt álló síkban, milyen polarizációs síkban érkeznek. A polarizációs sík meg nem felelő volta esetén visszaverődés esetleg nem is történik.

Ugyanígy lényeges a polarizációs sík a vétel biztosítása érdekében is. Ha a vevőantenna polarizációja nem egyezik a vett hullám polarizációs síkjával, akkor az antenna a hullámot kisebb energiával továbbítja a vevőkészülékbe.

Amikor a rádióhullám ionizált gázba érkezik, ennek elektronjait mozgásba hozza, a mozgó elektronok által keltett hullám terjed tovább a térben. Az új, a gerjesztett hullám nem ugyanabban a síkban polarizált, mint a gerjesztő. A polarizációs sík azonfelül még az ionizált gázban történő további út folyamán is változhatik. Ez is oka annak, hogy a távolról, az ionoszféra közvetítésével érkező rádióhullámok polarizációs síkja nem számítható és hogy az az időben változik. A rövid hullámoknál ez a változás oly mérvű, hogy pl. irányított vételt keretantennával nem lehet biztosítani. A polarizációs sík ily megváltoztatása a hosszú hullámoknál is fellép, melyeket éppen (pl. hajón és repülőgépeken felállított) adóállomások irányának megállapítására használnak fel. Amikor ezek a hullámok az ionoszféra segítségével érkeznek és ebben nagyobb (pl. hajnali vagy napnyugtai) változások vannak, a polarizációs síkok megváltozása miatt a keretantenna hamis irányokat mutat. Éppen ezért azon igyekeznek, hogy az irányításra felhasznált hosszú hullámokat csupán mint felületi- és nem mint térhullámokat vegyék igénybe.

Alkalmasabbak emiatt irányításra az egészen rövid, legfeljebb néhány méteres hullámok, melyeket kis sugárnyaláiban lehet kibocsátani és amelyek kisebb távolságra ugyan, de az ionoszféra ilyen beavatkozása nélkül terjednek. Az alsó légkörben a méteres hullámok polarizációs síkja csak egészen ritka körülmények között változik.

6. Térerősség

Az antennából kiinduló elektromágneses tér erőssége a távolsággal csökken. A csökkenés mértéke sok tényezőtől függ, számítása nem könnyű feladat. A gyakorlati életben azonban éppen ez az egyik leglényegesebb kérdés: mekkora erősségű adóállomást állítsunk fel egy adott helyre, hogy a kívánt távolságokban venni tudják a hullámait,

megoldást kísérleti úton keresték és a szerzett tapasztalatokat különböző összefüggések alakjában hozták nyilvánosságra. Ezek mindegyike figyelembe veszi az adóállomás energiáját és a kívánt távolságban kapható térerősséget is.

Az elektromágneses hullámok térerősségét többféleképpen lehet kifejezni. A rádióhullámoknál azonban majdnem kizárólag a következő módszert használják: elhelyeznek a kívánt helyre egy 1 m-es vezető huzalt és megméri, hogy a kérdéses adóállomás hullámai mekkora feszültséget indukálnak a huzalban. Természetesen a gyakorlatban nem így végzik ezt a feladatot, ez csak elvi megoldás. De végeredményben a kapott feszültséget mindig az egy m hosszú huzalra vonatkoztatják és így is fejezik ki: volt/méter (V/m). Ekkora feszültségeket azonban ritkán lehet mérni (csak az adóantenna közelében) és ezért használatosabb az ezred (mV/m) vagy a milliomod ($\mu\text{V/m}$) része.

A térerősséget kifejező összefüggések természetesen mások és mások lesznek aszerint, hogy talaj-, felületi- vagy térhullámokról van szó, mert mindegyik terjedését más körülmény gátolja vagy segíti.

Alapul a legegyszerűbb esetet vesszük, amikor az adóantenna egy teljesen sík és végtelenül jó vezető felületen helyezkedik el és a hullámok a sík felület mentén jutnak a vevőkészülékbe. Ilyen esetben számításba kell vennünk az antennában futó áramerősséget (i A-ben), az antenna hatásos magasságát (h m-ben), a kibocsátott hullámhosszat (λ m-ben) és az adóantennától mérhető távolságot (D km-ben). Az elektromos térerősséget (E mV/m-ben) ezekkel az adatokkal a következőképpen fejezzük ki:

$$E = \frac{120 \pi i h}{\lambda D} \left[\frac{\text{mV}}{\text{m}} \right]$$

A mágneses térerősség hatásaiban ugyanekkora, külön mérése főleg akkor indokolt, ha éppen a mágneses teret akarjuk felhasználni (pl. iránymérő állomások létesítésénél). A mágneses térerősséget ilyenkor is *gausz* egységekben fejezzük ki.

Általában az antenna méretei kicsinyek a hullámhosszhoz képest, ezért kis elhanyagolásokkal a fenti összefüggést a kimenő teljesítmény (P kW-ban) adatának bevezetésével egyszerűsíthetjük:

$$E = 300 \frac{\sqrt{P}}{D} \left[\frac{\text{mV}}{\text{m}} \right]$$

A hullámterjedési kutatások végső feladata a térerősségek idő- és térbeli alakulásának megállapítása.

MÁSODIK FEJEZET

A TALAJ ÉS A LÉGKÖR FONTOSABB TULAJDONSÁGAI A RÁDIÓHULLÁMOK TERJEDÉSÉVEL KAPCSOLATBAN

Már ismerjük a rádióhullámok keletkezését, tulajdonságait, most azokat a körülményeket nézzük meg, melyek a hullámok terjedését elősegítik vagy gátolják. Így pl. tudjuk, hogy a talajhullámok a földfelszín felé irányulnak, onnan visszaverődve jutnak el készülékünkbe. Nyilvánvaló, hogy térerősségükre az adóállomás energiáján kívül hatással lesz majd a talaj minősége, továbbá a légkör alsó rétegeinek állapota is. A térhullámok terjedése pedig nagyrészt a légkör felső rétegeiben zajlik le, befolyásolja terjedésüket, tehát az alsó rétegeken kívül a felső légrétegek tulajdonsága is. Mindezek a hullámterjedést elősegítő vagy gátló hatások változnak az időben és a térben. Ha tehát a hullámterjedést bővebben akarjuk tanulmányozni, meg kell ismerkednünk a talaj és a légkör minden olyan tulajdonságával, mely a rádióhullámok tovaterjedésére valaminő hatással lehet.

1. A földfelszín mint sík terület

A rádióhullámok szempontjából fontos tudnunk, hogy az a közeg, amelyben terjednek, amelyről visszaverődnek vagy amely esetleg elnyeli őket, milyen állapotban van, miből van ?

Tudnunk kell továbbá, hogy a talaj, amely felett terjednek

a) *jó vezető-e?* Mert minél jobb vezető, annál hiánytalanabban veri vissza a rásugárzott hullámokat.

b) *jó szigetelő-e?* Mert a dielektromos tényezőjének változásával a hullámokat is kisebb vagy nagyobb mértékben nyeli el.

c) *milyen a felülete?* Mert a hullámok nagyságától függően az is érdekes, hogy teljesen sík, puszta, beépített, hegyes-völgyes-e? Mindezekkel változik a visszaverődési szög, az elnyelés (az abszorpció) mértéke stb.

A talaj vezetőképessége (jele σ) függ a felső rétegében található föld anyagától és meteorológiai állapotától. A legegyszerűbb esetet a tenger felett találjuk, a tengervíz mindenkor ugyanakkora vezetőképességet mutat.

Vezetőképesség alatt az ellenállás reciprok értékét értjük, a fajlagos vezetőképesség a fajlagos ellenállás reciproka. Gyakorlati egysége a siemens (jele S), a hullámterjedés ismertetésénél előforduló képletekben azonban mindig a cgs egységet használják. A kettő közötti összefüggés: $1 \text{ S/cm} = 10^9 \text{ cgs vezetőképesség}$.

Így pl. a sós tengervíz vezetőképessége 10^{-11} cgs (10^{-2} S/m), az édesvízé már sokkal rosszabb: 10^{-14} cgs (10^{-5} S/m) egységnyi.

Több kutató foglalkozott a különböző talajok vezetőképességének meghatározásával. Eredményeikből közöljük a 2. táblázatban a különböző földfelszínfeleségek közelítő vezetőképességét és egyben a dielektromos tényezőit is.

2. táblázat

Talajfeleségek vezető képessége és dielektromos tényezője

Talaj	Víz tart. %	δ (cgs)	ϵ
Tengervíz		10^{-11}	80
Folyóvíz		10^{-14}	80
Nedves talaj		10^{-13} - 10^{-14}	10
Száraz talaj		$<10^{-15}$	2—3
Erdős talaj		$1,5 \cdot 10^{-14}$	10
Sárga, folyami homok	0	$< 10^{-16}$	2,5
	10	$11 \cdot 10^{-15}$	9
Kerti föld	3	$0,6 \cdot 10^{-14}$	2
	17	$17 \cdot 10^{-14}$	8
Agyagos föld	4	$0,7 \cdot 10^{-14}$	3,5
	59	$71 \cdot 10^{-14}$	

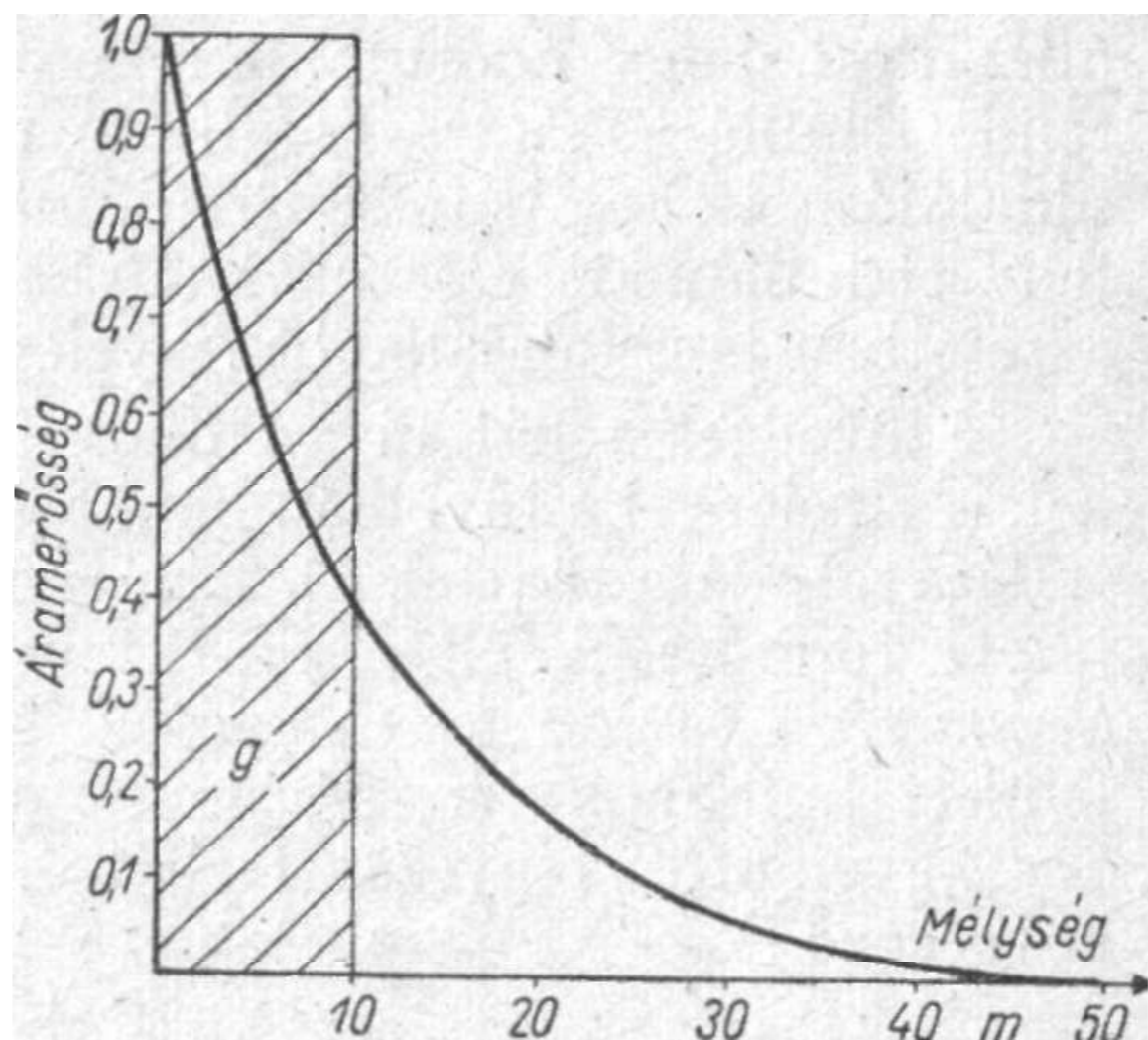
Hazai körülmények között a vezetőképességet hosszú szárazság után (pl. egy hónapja nem esett eső) 10^{-15} -nek, az igen nedves időszak után (néhány hetes országos esőzés) pedig 10^{-13} -nak vehetjük. Az átlagérték tehát a 10^{-14} cgs egység.

A talaj dielektromos tényezője (jele ϵ) még nagyobb mértékben időjárásfüggő. Amíg a sós (vagy édes) víz dielektromos tényezője kerekén mindig 80-nak vehető, addig a talajé a nedvességgel erősen változik. Általában, míg a száraz talaj dielektromos tényezője a kettős érték körül mozog ($\epsilon = 1 - 3$), addig a nedvesé háromszoros, ötszörös értékre növekszik ($\epsilon = 8 - 10$).

A vezetőképesség megállapításánál nemcsak a talaj felületét kell figyelembe vennünk. A rádióhullámok kisebb-nagyobb mélységekbe hatolnak, rezgésszámuktól és a talajállapottól függően. Itt veszteséget szenvednek, mert hatásukra a talajban áram keletkezik és energiájuk ezeknek az áramoknak a létrehozásában vész el. Minél mélyebben mérjük a keletkező áramok erősségét, nyilvánvalóan annál kisebb értékeket kapunk. A mind mélyebbről és mélyebbről kapott értékek egy görbét adnak, mely abban az esetben, ha az áramerősséget a függőleges, a mélységet a vízszintes koordinátára írjuk, a nagyobb mélységek felé fokozatosan simuló parabola.

Gondolható, hogy a nagyobb mélységekben előforduló kisebb áramok csillapító hatása már nem oly mértékű, mint a talaj felszínéhez közelebb eső rétegekben keletkezetteké. Elképzelhetünk tehát egy oly felsőbb talajréteget, melyben ugyanakkora áramsűrűséggel, mint aminő összesen a legnagyobb mélységig található, éppen akkora gyengítést kaphatnánk, mint a teljes lehatolásig előforduló áramok által. Ezt, a talajra nézve jellemző rétegvastagságot nevezik „*hatékony talajréteg*”-nek (jele g). Ez is függ a vezetőképészen kívül még a frekvenciától is :

$$g = \frac{0,159}{\sqrt{\sigma f_{Hz}}} \text{ cm vastagság,}$$



10. ábra

Ábránk 600 m-es hullámra és $\sigma = 8 \cdot 10^{-14}$ cgs vezetőképésre készült. Mind az ábra, mind pedig a képlet arra mutat, hogy a talaj, illetve a felületi hullámok továbbításában nagy szerepet játszik a talajvíz. Amennyiben ez oly magasságban van, hogy a

hatékony réteget vékonyítja, úgy a csillapítás jóval kisebb lesz, a rádióhullám nagyobb távolságot futhat be.

A talajba ható áram elég jelentős mélységeket ér el. Néhány példa :ha $\epsilon=5$ és $\sigma=3 \cdot 10^{-14}$, akkor a 30 méteres hullám 6,6 m-re, a 300 m-es pedig 14 m-re hatol a talajba. Az a legkisebb áramerősség, melyet ilyenkor számításba veszünk, a föld felszínén mérhető áram negyedrésze.

Érdekes jelenség következik be akkor, ha a rádióhullám jó vezetőképességű felszínen haladva átlép egy rossz vezetőképességű talaj fölé. A jó vezetőképességű felszínen haladó hullámok erővonalai majdnem teljesen merőlegesek a vízszintes talajra, mihelyt azonban rossz talaj fölé érnek, megdőlnek a terjedés irányában. Ez a dőlés egyúttal fázissebességváltozást is jelent, ami pedig hullámtörést hoz magával. Ilyen eset előfordulhat akkor, ha tenger felől jön egy rádióhullám a szárazföldre. Az irány megváltozása miatt ilyenkor nem mindig sikerül a hajók irányának megállapítása. Sőt az is előfordul, hogy a part véletlenül olyan alakú az oda-futó hullám frontjával szemben, hogy a hullám útjának elferdülése miatt a part egyes helyein a vétel nem is lehetséges. Az ilyen helyeket *árnyékszónának* nevezik.

A talaj különböző tulajdonságainak ismerete azért fontos számunkra, mert csak ezek adatszerű felhasználásával tudjuk megállapítani, hogy adott hullámhosszon mekkora a talaj-, illetve a felületi hullámokkal áthidalható távolság. Kisebb távolságok áthidalására is használnak rövidhullámokat, ilyenkor ezek talaj- és felületi hullámait vesszük igénybe, a hatótávolságot pedig ebben az esetben is a talajállapot figyelembevételével állapíthatjuk meg.

Szükséges tehát olyan összefüggés megszerkesztése is, melynek segítségével a távolban kapható térerősséget a talajadatok beadásával számíthatjuk ki. Erre a számításra megfelel a már ismertett térerősségképlet, de ki kell egészítenünk. A kiegészítést *Sommerfeld* és *van der Pol* végezték. Szerintük elegendő a talaj- és felületi hullámok térerősségének számítására az eredeti képletet egy „gyengítő” tényezővel ellátni. Ez a gyengítő tényező (K) a következő :

$$K = \frac{2 + 0,3 p}{2 + p + 0,6 p^2}.$$

Ebben a kis p -t a következőkből adhatjuk meg:

$$p = \frac{\pi \cdot 10^{-15}}{6 \sigma} \cdot \frac{D}{\lambda^2}.$$

ahol a D távolságot jelent km-ben, a λ hullámhosszat szintén kilométerben, a σ -t most is cgs egységekben helyettesítjük be.

Az az összefüggés tehát, amely megmondja, hogy a P kilowatt kimenő teljesítményű adóállomástól D km távolságra, vízszintes síkban, a földfelszínhez közel mekkora lesz mV/m-ben a talaj- és a felületi hullámok térerőssége, a Hertz — Sommerfeld- van der Pol-féle kísérletek és számítások szerint a következő :

$$E = 300 \frac{\sqrt{P}}{D_{Km}} K \left[\frac{mV}{m} \right]$$

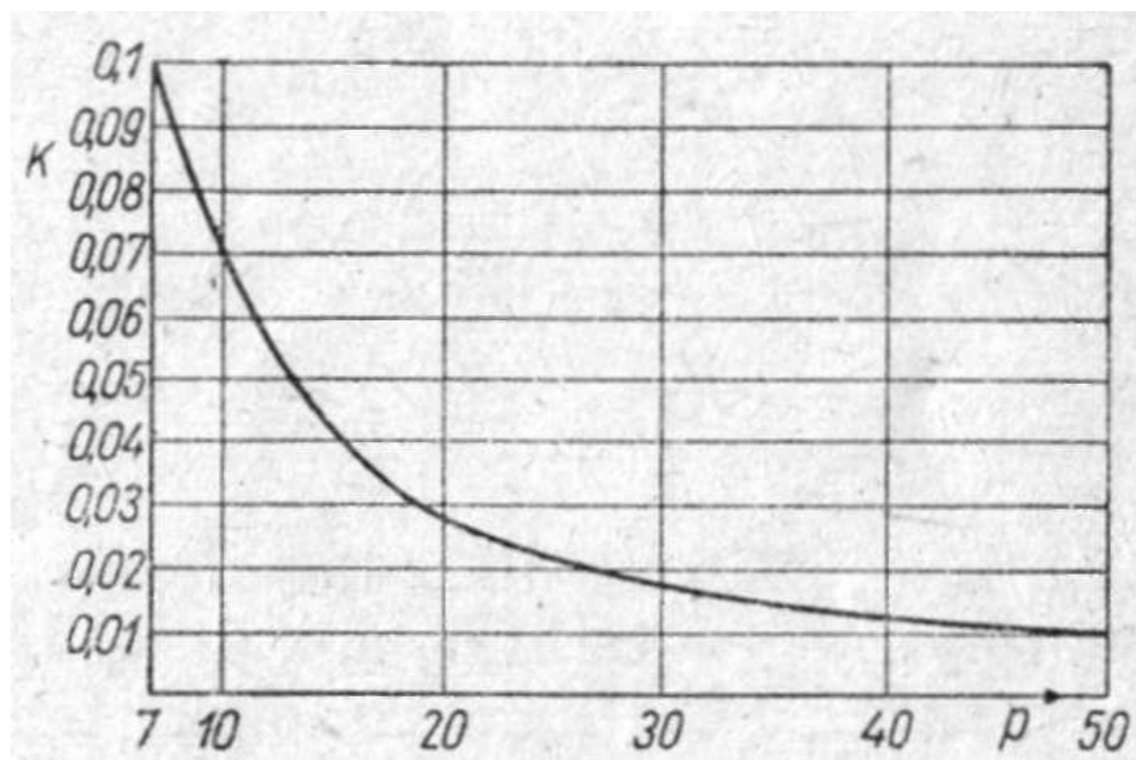
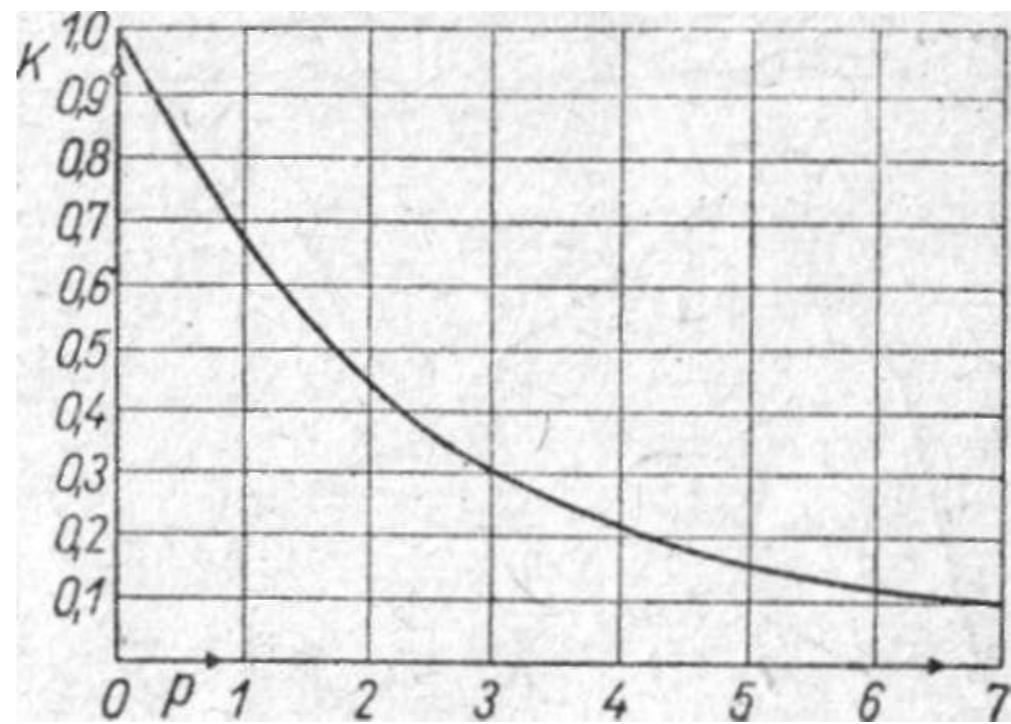
Ebben a K gyengítő szorzó értékét a fentiek szerint számíthatjuk, vagy pedig a közölt grafikonról olvashatjuk le.

Ez az összefüggés tehát tökéletesebb az előzőknél, mert figyelembe veszi a talaj különféle tulajdonságait.

Egyúttal az összefüggés azt is elmondja, hogy a térerősség *hullámhosszfüggő*, mert a rövidebb hullám gyengébb lesz ugyanakkora távolságban, aztán *talajminőségfüggő*, mert a jó vezető tenger felett hosszabb, a rosszabbul vezető szárazföld felett rövidebb

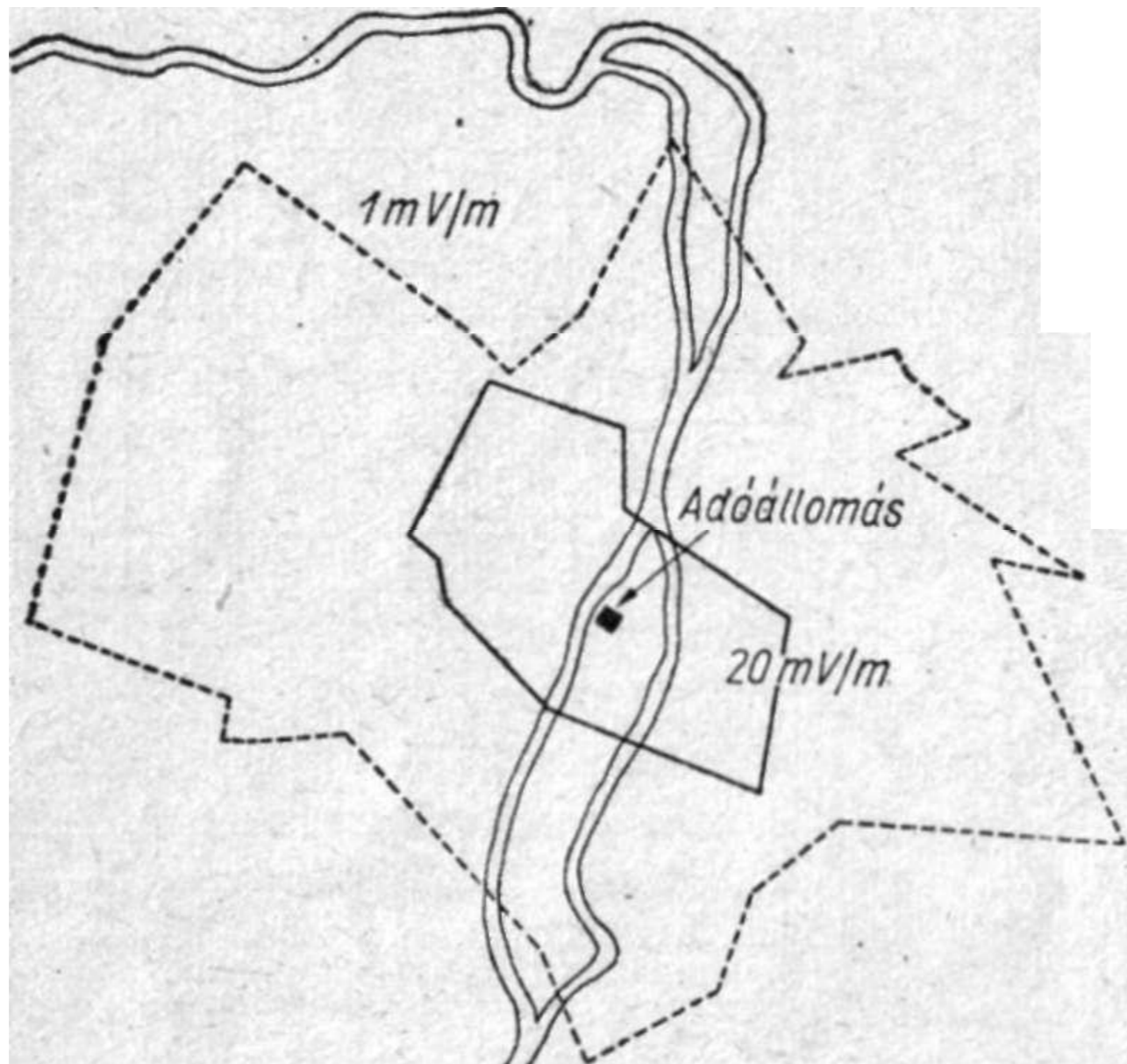
távolságra jut el ugyanaz a hullám. De ezenkívül *időjárásfüggő* is, mert az sem mindegy, hogy ázott, havas, magas talajvízzel bíró, vagy éppen kiszáradt talaj felett halad-e a hullám. A talaj ilyen változásai pedig az időjárástól függenek.

A földfelszín egyenetlenségei, a dombok, hegyek, a talajt borító növényzet vagy mesterséges tereptárgyak (házak stb.), mind-mind akadályozói a hullámok tovaterjedésének. Ezekben, éppen úgy, mint a talajban, elektromos áramok keletkeznek és mind energiát vonnak el a haladó hullámból. Hatásukat előre számítani csak körülbelüli értékekkel lehet.



11. ábra. A kis p-t ki kell számítanunk, mert abban a talajvezetőképesség és a használandó hullámhossz is szerepel. Ennek ismeretében a görbék azonnal adják a K értékét (Sommerfeld)

Legjobban jellemzi a térerősségnek a város és hegyek feletti erős csökkenését a mérésekkel felvett értékek sora. Térerősségméréseknél úgy járnak el, hogy az egyenlő térerősségű helyeket egy térképvázlaton görbe vonallal összekötik. Egy adóállomásra vonatkoztatva így kapjuk a terjedési viszonyok leg-
hűbb képét.



12. ábra

Egy ilyen felvételezés mutatja pl. a régi Bp. I. adóállomás térerősségi viszonyait. Ezen világosan látszik, hogy a talajminőség döntő tényező bizonyos felületi hullámoknál. Ha megfigyeljük pl. az 1 mV/m-es görbét, azonnal látjuk, hogy a város házai, a hegyek mennyi ellenállást jelentenek a hullámoknak, míg ugyanakkor a Duna vize nagymértékben segíti a terjedést.

A felületi hullámok állandóan érintkezésben vannak a talajjal,

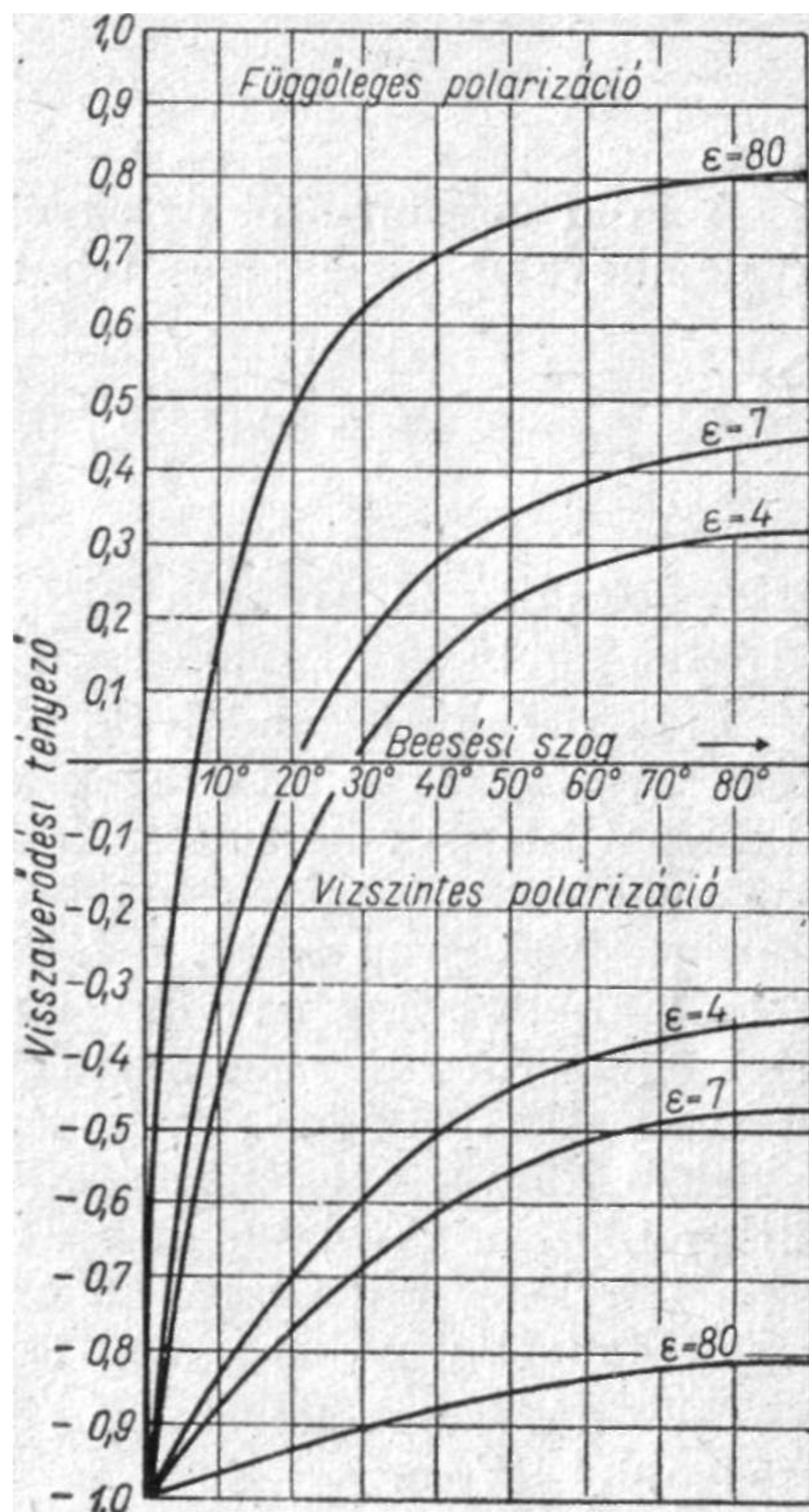
így ez állandóan hatással van rájuk. Nagyobb távolságú összeköttetésnél a térhullámok is a talajról visszaverődve folytatják útjukat, a talaj hatása ezeknél is lényeges tényező.

Mindegyik esetben az a fontos, hogy a talaj mennyi energiát ad vissza a ráeső hullámokból. A legjobb esetben az egész visszaveri, 100%-ot vagy *egyszeresét* a beeső energiának. Minden más esetben csak tizedesszámokkal fejezhetjük ki a visszavert energiát. Ez a szám lesz a *visszaverődési tényező*. Számítása igen nehézkes, mert sok adat szükséges hozzá (a beeső és visszavert hullámok erősségének viszonya, a talaj vezetőképessége, a beállott fázisváltozások, a felszín dielektromos tényezője stb.). A visszaverődési tényezőt a nagy változatosság miatt csak sok grafikon segítségével lehet pontosan megállapítani. Egy igen leegyszerűsített grafikont mutatunk be különböző beesési szögekre és dielektromos tényezőkre, külön a függőleges polarizációra (amikor ugyanabban a fázisban verődik vissza a hullám) és a vízszintes polarizációra (amikor 180°-os fázis eltolódással kapjuk vissza a hullámot, innen van a negatív jelzés) (13. ábra).

A fentiekből láthatjuk, hogy a talaj- és felületi hullámok terjedése igen nagy mértékben függvénye a talajnak és az időjárásnak. Egy adóállomás végleges felállítása előtt legjobb tehát mérésekkel eldönteni, hogy a kívánt körzet megkapja-e majd a minimális térerősséget.

2. A földfelszín mint gömbfelület

Mindaddig, amíg a földfelületet síknak képzelhettük, a talaj és felületi hullámok terjedésére egyszerű összefüggéseket állapíthattunk meg. Ha azonban arra gondolunk, hogy a Föld görbültsége, gömbalakja miatt a hullámok egyrészt (mert teljesen egyenesen haladnak) elhagyják a talajt, másrészt a légkör már említett, felfelé ritkuló tulajdonsága miatt kissé vissza is hajlanak, látjuk, hogy a Föld gömbalakja sok bonyodalmat okoz még a hullámterjedésben, a térerősségek kiszámításában. A nehézséget még az is fokozza, hogy az antenna magassága is jelentékeny tényezővé válik. A magasabb antennának távolabb van az „optikai látóhatára” vagyis az a távolság, amelyet az antennából a Föld gömbfelületére húzott érintő jelöl meg. Ezeket az adatokat



13. ábra

és melléje még a felhasznált hullámhosszat is, mind figyelembe kell venni. Egyszerűnek ígérkező összefüggés, mely ily körülmények között mondaná meg a várható térerősséget, nem is lehet.

Egyik használatos képletet *van der Pol* és *Bremmer* állította össze. Nem felhasználás, csak megtekintés céljából közöljük, és éppen ezért az ebben alkalmazott gyengítő faktort nem is fejezzük ki. Az összefüggés tulajdonképpen már ismerős, előzőleg egy K tényezővel szerepelt, mely a talaj különböző tulajdonságai által

történő gyengítést adta. Most egy olyan tényezőre van szükség, mely az előbbin kívül még a Föld gömbölyűségére is tekintettel van. Ezt a tényezőt a fenti szerzők a hullámhossz (λ), a talajvezetőképesség (σ), a talaj dielektromos tényezője (ϵ) és a távolság (D) függvényének nevezték és így írták röviden :

$$f(\lambda, \sigma, \epsilon, D).$$

A Föld görbültségét és egyéb, térerősségcsökkentő hatását is figyelembevevő összefüggés tehát a következő :

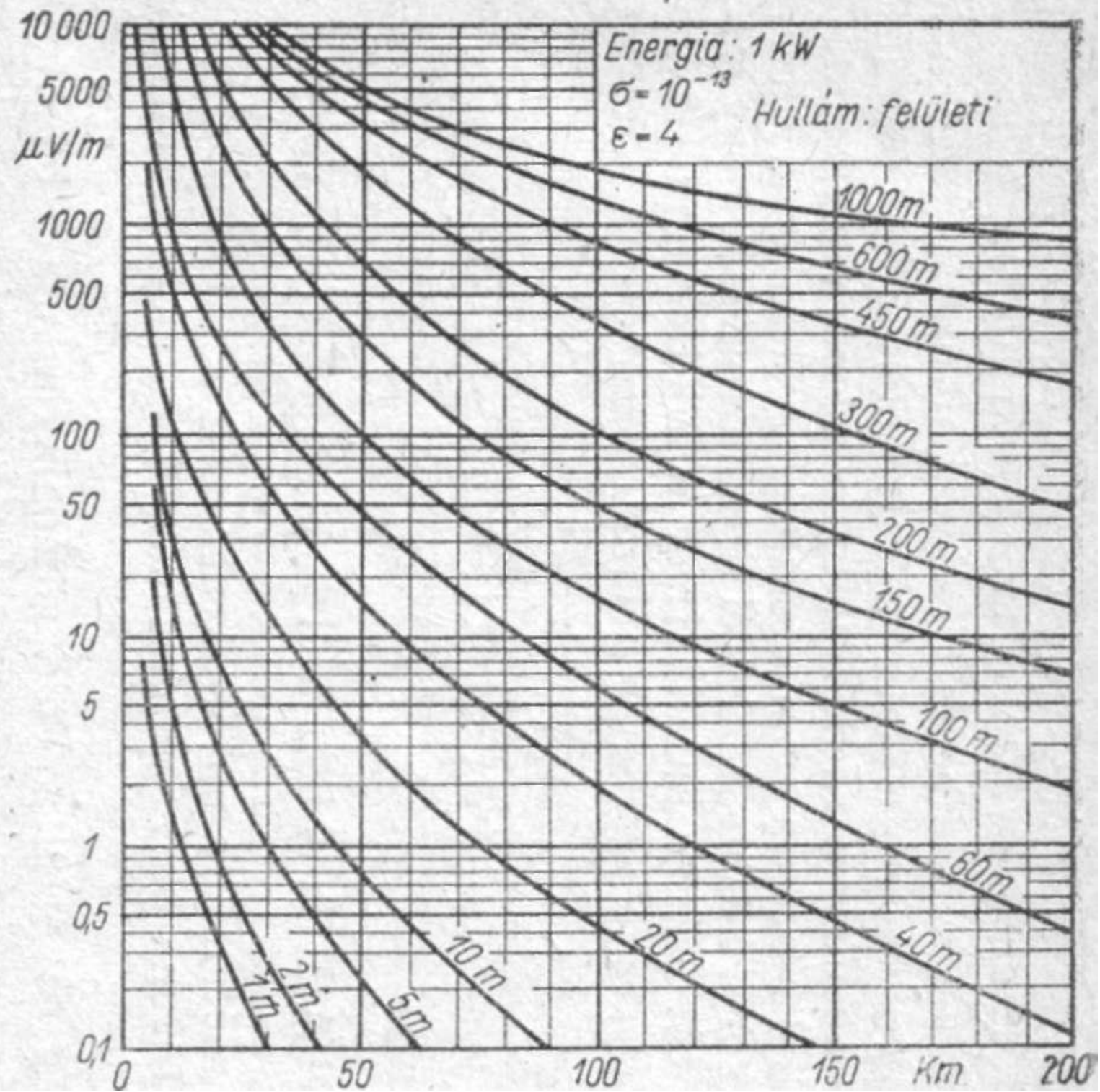
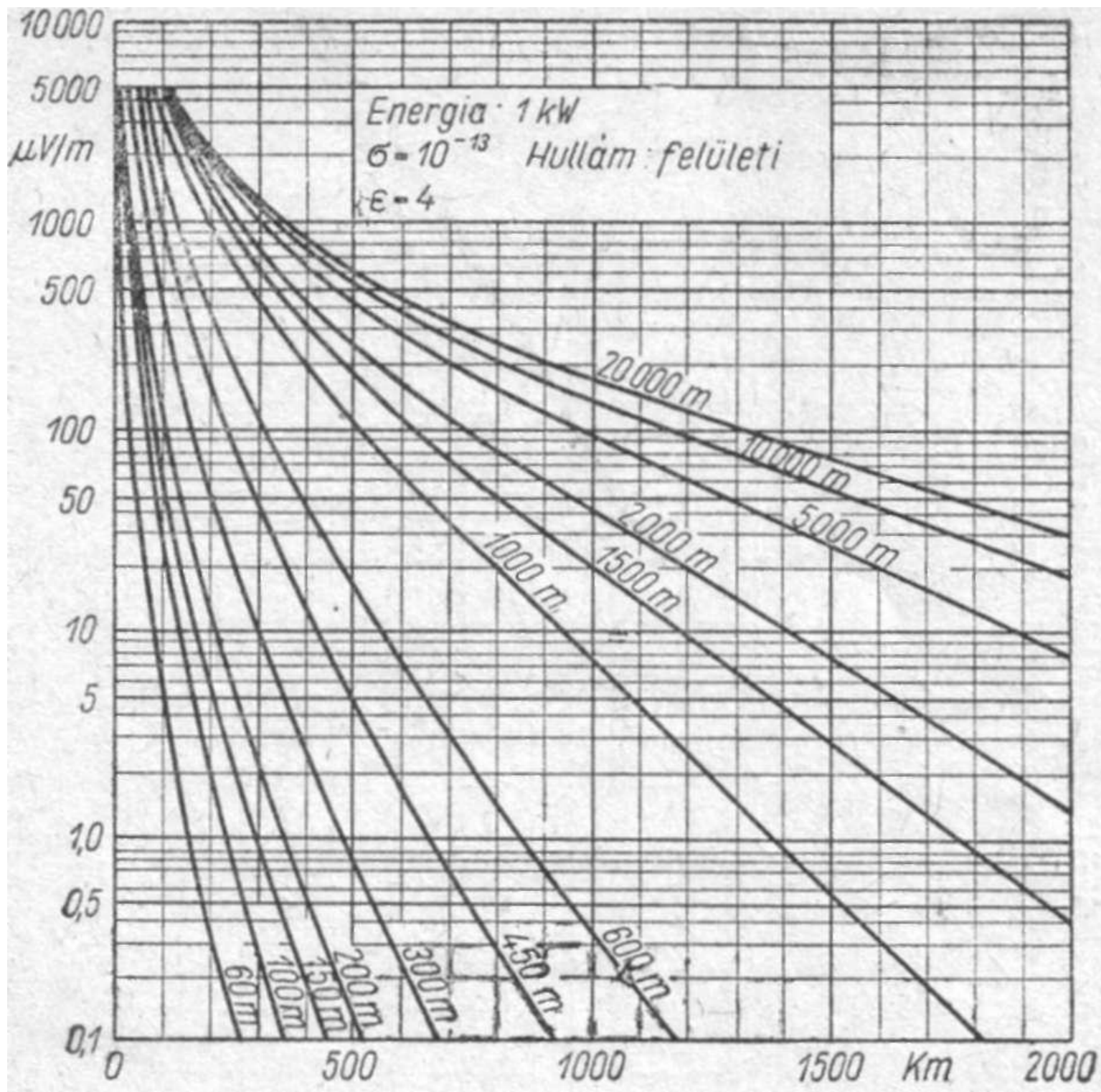
$$E = 300 \frac{\sqrt{P}}{D} \cdot f(\lambda, \sigma, \epsilon, D) \left[\frac{\text{mV}}{\text{m}} \right]$$

A gyengítő függvény kifejtésében olyan tagok is szerepelnek, melyeket külön grafikonok segítségével lehet csak megállapítani.

Előnyösebbnek gondoltuk, ha a sokszor alig megoldható képletek helyett két görbesereget közlünk, melyek a fenti szerzők számításai alapján készültek és leolvasható róluk, hogy különböző hullámhosszak felhasználása esetén *egy kilowattos adóállomás a kívánt távolságban mekkora térerősséggel jelentkezik*. Az egy kilowattnál kisebb vagy nagyobb energiákhoz tartozó térerősségértékeket egyszerűen úgy kaphatjuk meg, hogy kikeressük a hullámhossznak és távolságnak megfelelő számot és azt megszorozzuk a megfelelő kilowattból vont második gyök értékével. Pl. a 40 méteres hullám 100 km távolságban $2 \mu\text{V}/\text{m}$ térerősséget mutat, mekkora lesz a tényleges térerősség, ha az adóenergia 500 watt? Egyszerűen a kapott $2 \mu\text{V}/\text{m}$ -t meg kell szorozni a kW-ra átszámított 500 W négyzetgyökével: $2 \cdot \sqrt{0,50} = 2 \cdot 0,7071 = 1,4142$, tehát kerekén $1,4 \mu\text{V}/\text{m}$.

Láthatjuk, hogy a rövidhullámok sávjában nagyobb távolságok nem is szerepelnek a grafikonon. Ezekre nincs is szükség, mert a nagyobb távolságokra feltétlenül az ionoszféra segítségével rádiózunk. De annál inkább megvannak a hosszabb hullámok görbéi, egészen 2000 km-ig; ezeket ugyanis mint felületi hullámokat használhatjuk ekkora távolságokra.

Természetes, hogy ezek a görbék az olyan antennák használatánál, melyek külön az ionoszféra felé vannak irányítva, nem érvényesek. A leolvasott érték csak akkor helyes, ha az antenna a vízszintes irányban sugározza a legnagyobb energiát és minél nagyobb szögben vizsgáljuk a kisugárzott energia nagyságát (a víz-



14. ábra. A Föld görbültségét és közepes talajviszonyokat számítva a görbék megadják 1 kW erősségű rádióadó térerősségét különböző hullámhosszakon és távolságokban. Kisebb vagy nagyobb energia esetében a leolvasott eredményt a valóságos kW négyzetgyökével kell szorozni. A görbék tenger felett nem érvényesek.

szinteshez képest), az annál kisebb lesz (pontosan: a vízszintessel alkotott szög koszinusz értékeivel arányosan fogy).

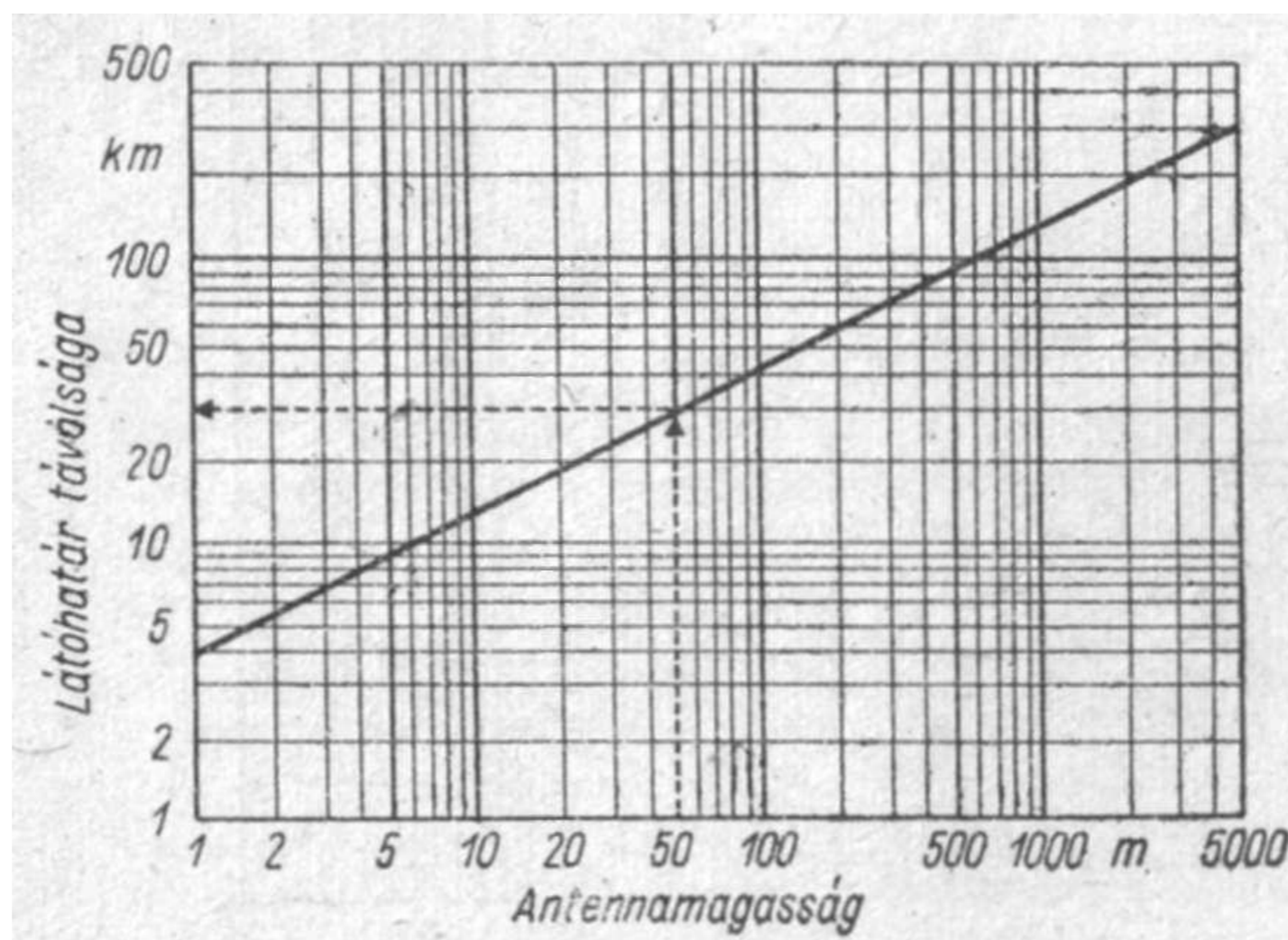
Az előbbieken a földfelszín teljesen síknak vettük, a jelenlegi fejezetben pedig gömbfelületnek. Felvetődik a kérdés, mekkora az a távolság, ameddig a rádióhullámok számára még síknak tekinthető a földfelszín. Ha nem vesszük figyelembe az ultrarövid hullámokat, akkor a közölt képlettel kiszámíthatjuk, hogy a hullámok mekkora távolsáig haladhatnak a földfelszínnel párhuzamosan. Az a D_s távolság, melynél már szétválnak, frekvenciafüggő :

$$D_s = \frac{80}{\sqrt{f}} \text{ [km]}.$$

A frekvenciát MHz-ekben kell behelyettesíteni. Vegyük példának a 10 méteres amatőr-sávot : $D_s = 80 / \sqrt{29} = 26 \text{ km}$. Ugyanakkor a 150 m-es sáv számára már 66 km-es út számít görbülés nélkülinek !

Nézzük meg egyúttal a Föld gömbalakja miatt bekövetkező optikai látóhatár távolságát is, mely annál jobban növekszik, minél magasabbról nézünk körül. Tekintettel arra, hogy ultrarövid hullámú amatöreinket ez eléggé érdekli, nemcsak az alábbi gyors képletet

$$D_o = 412\sqrt{h}$$



15. ábra. 50 m magasra helyezett URH adóantennából 30 km távolsáig jutnak el a hullámok elegendő energia esetében

adjuk, melyben a D_0 az optikai látóhatár távolsága km-ben, a h pedig az antenna magassága m-ben, hanem egy grafikont is, hogy ne kelljen sokat számolniok.

Az ultrarövid hullámok térerősségszámításait, tekintetbe véve a felszín görbültségét is, később közöljük.

3. A légkör

A légkörnek és benne a rádióhullámok továbbítására oly szükséges ionizált rétegeknek fizikai megismerése a geofizikára, illetve ennek egy, csupán a légkörre kiterjedő tudományágára, a „meteorológiára” tartozik. Régebben a légkör ismerete egyáltalában nem látszott fontosnak a rádiósok előtt. Különösen a régebben használt hosszú hullámok egyáltalában „nem törődtek” a légkörrel, eső esett, köd volt, vagy éppen a Nap sütött, ezeknek a hullámoknak nem számított. Ma azonban a rádióhullámok igen széles skáláját használjuk, és még az ultrarövid hullámok sávjában is a nagy távolságú terjedést akarják kierőszakolni. Vajon ezek után ma sem érdekes a légkör, az időjárás?

Nézzünk meg pl. egy aránylag eseménytelen hónapról, az 1955 november haváról szóló hivatalos jelentést, illetve lássuk ennek az ultrarövid hullámok távolsági terjedésére vonatkozó részét:

„Eszrevehető változás a terjedési feltételekben ebben a hónapban nem lépett fel. A kelet-európai nagy nyomású léghalmaz hatására a hó elején a közép-európai térségben erős inverziós rétegek képződtek, melyek nov. 1. és 4. között jó távolsági vételt biztosítottak. Ezután csupán nov. 5-én rontotta el a távolsági terjedést egy, a délnyugati időjárási helyzet kialakulásába történő átmenet, mely egy időjárási front áthúzóásával ment végbe. Nov. 6- és 7-én a vételerősség ismét kissé a normális felett volt. A hó közepétől kezdve a Nagy-Britannia fölött uralkodó magas légnyomás keleti szélé miatt idejutó hideg tengeri légtömegek behatása jelentősebb távolsági vételerősségcsökkenéssel mutatkozott, melyet a legnagyobb mértékben nov. 23-án és 24-én észleltünk. Rövid ideig tartó vételerősségemelkedések, melyek csak néhány órán át tartottak, az időjárási frontok prefrontális süllyedési területein mutatkoztak.” (A kühlungsborni obszervatórium jelentéséből.)

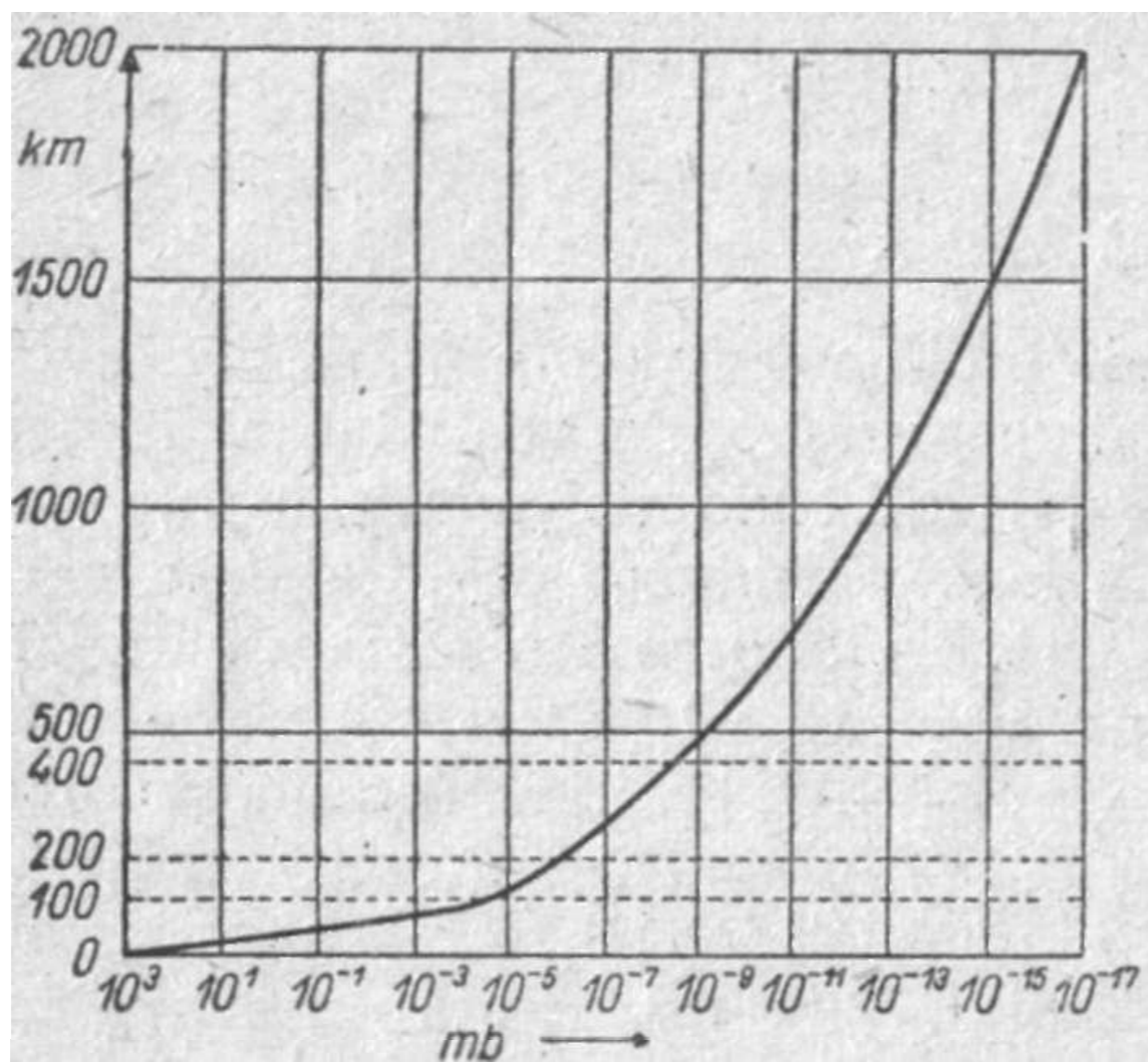
Így hangzik ma egy hullámterjedési hivatalos jelentés! Meg sem érthetjük a jelentéseket, de a jelenségeket sem és alkalmazkodni sem tudunk rádiós feladataink elvégzése közben az időjáráshoz, ha nem tanuljuk meg a légkörre vonatkozó legelemibb ismereteket.

Érdekel bennünket tehát a légkör nyomásának, hőmérsékletének, nedvességének különböző eloszlása és végül az elektromosságtartalma.

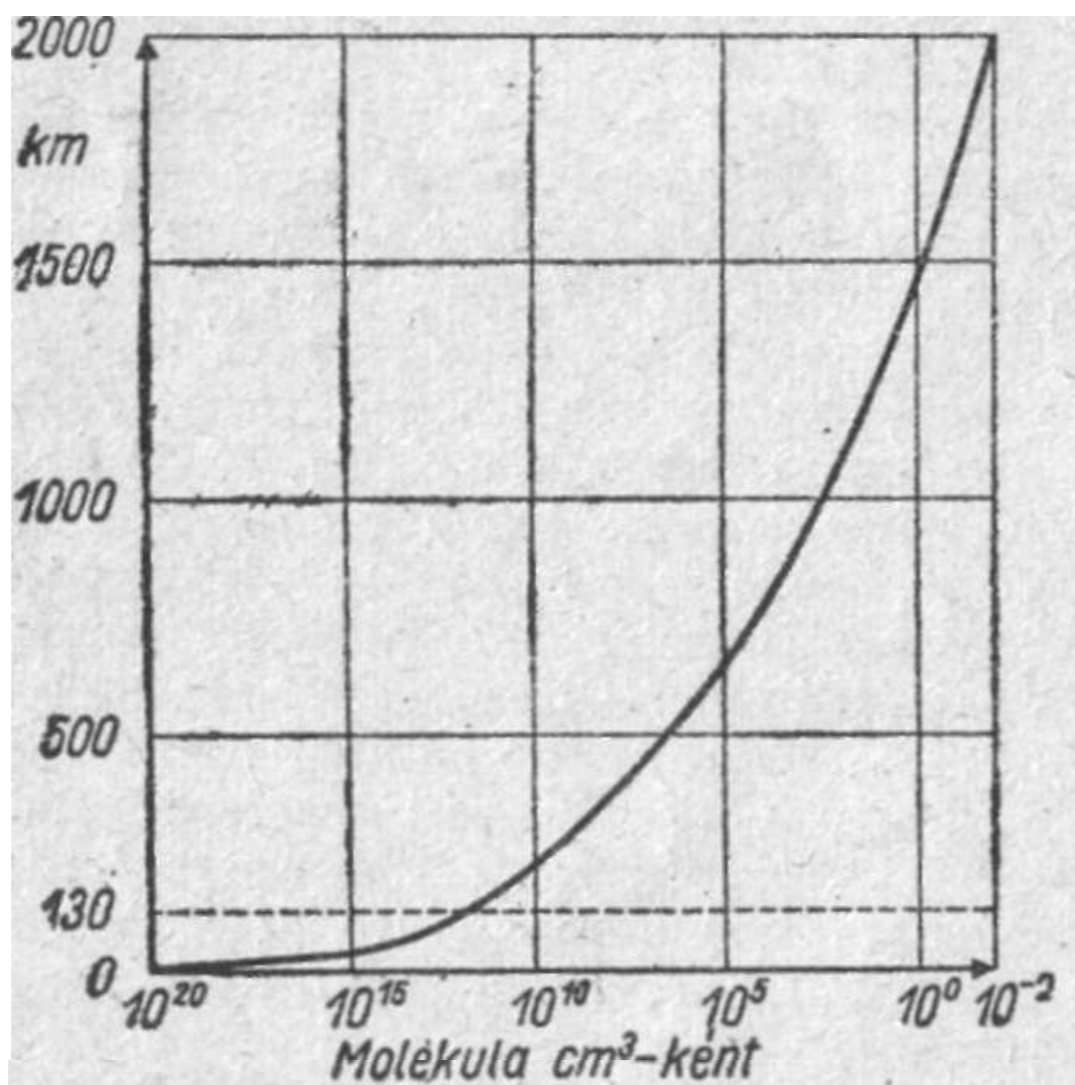
a) L é g n y o m á s

A levegőnek, mint a Földünket körülvevő gázburoknak a nyomása a légkör egy pontjában egyenlő a felette elhelyezkedő légoszlop súlyával. Ez a nyomás azonban az időben és a Föld felületén

földrajzilag változik. Megállapítottak tehát egy ún. „normál” nyomást : ez 1033 gramm négyzetcentiméterenként, ami megfelel 1 cm² alapú és 760 mm magasságú, 0 C° hőmérsékletű higanyoszlop



16/a ábra. A légnyomás (mb-okban) változása a magassággal



16/b ábra. A sűrűséget a molekulák cm³-kénti számával is jellemezhetjük. Számított értékek

súlyának, ha ezt a tenger szintjének megfelelő magasságba és a 45. szélességi fokra visszük. Amennyiben csökken a nyomás, úgy kevesebb, ha emelkedik, úgy hosszabb higanyszállal lehet egyensúlyban tartani. Innen ered az a furcsa mondás, mely szerint a légnyomás nagyságát mm-rel fejezik ki. Pl. a „légnyomás Budapesten 767 mm”. (A Hgmm helyett a szabványok újabban a „torr” jelölést ajánlják.)

Sok helyütt olvashatjuk a légnyomást más egységben is kifejezve. Ha valóban a nyomóerőt akarjuk kifejezni abszolút egységekben, akkor ennek az egységet, a dyn-t kell felhasználnunk. Ez nagyon kicsiny és így többszöröse, a millió dyn használatos. Ha egy cm² felületet éppen egy millió dyn nyom, akkor a felületegységre eső nyomást „bar”-nak nevezzük :

$$1\,000\,000 \text{ dyn/cm}^2 = \text{egy bar (b).}$$

Ennek a meteorológiában leginkább az ezredrésze használatos:

$$1\,000 \text{ dyn/cm}^2 = \text{egy millibar (mb).}$$

A higanyoszlop magasságával és a felületegységre eső nyomóerővel kifejezett légnyomások között egyszerű számítással megtalálhatjuk az összefüggést :

$$760 \text{ Hgmm} = 1013,25 \text{ mb.}$$

Gyors számításoknál egy mb-t 0,75 Hgmm-nek veszünk és egy Hgmm-t 1,3 mb-nak. Hgmm-ről mb-ra $\frac{4}{3}$ -dal, mb-ról Hgmm-ra $\frac{3}{4}$ -del szorzunk.

A légnyomás a földfelület mentén és a függőleges irányban változik. Az egységnyi távolságra eső légnyomásváltozást *légnyomási gradiensnek* nevezzük. Beszélhetünk tehát a függőleges irányban az egy m magasságkülönbségre eső légnyomásváltozásról. Vízszintes irányban, a földfelületen a légnyomás változása igen kicsiny, és emiatt az egy m távolságra eső különbség jelentéktelen. Ezért a meteorológiában a talaj mentén (az egyenlítő egy fokának megfelelő) 111 km-es távolságra eső légnyomásváltozást veszik számításba a gradiens megállapításánál.

A földfelületen haladva, elérhetünk olyan területeket, amelyek a talaj menti légnyomás esetleg 20 — 30 mb-ral is nagyobb, mint indulási helyünkön. Amennyiben az itteni légnyomás az említett normálisnál magasabb, úgy ezt a helyet *magas légnyomású területnek* nevezzük. Ha időjárásról beszélünk, röviden maximumnak, *"lég-halmaz"-nak* hívjuk. Ezzel ellentétben van az „*alacsony nyomású*” terület, melyet röviden *minimumnak*, „*légritkulat"-nak* neveznek. Lényeges tulajdonságaik : a maximumban a levegő (az északi félgömbön) az óramutató járásával egyirányban mozog a talaj mentén, a magasban függőlegesen lefelé irányuló gyenge szél van, ezért kevés a felhőzet; nyáron derült, télen ködös az idő benne ; a minimumban a szél ellenkező irányban fúj, sok helyütt találhatunk felfelé irányuló függőleges légáramlást benne, felhős, esős időjárás az uralkodó.

A vízszintes síkban görbe vonalakkal ábrázolják az egyenlő légnyomású helyeket, a vonalak mindig zárt görbét adnak, nevük „izobár” (izosz görög szó — egyenlő). Sokszor elegendő ezeknek a vonalaknak a szemlélete ahhoz, hogy megmondjuk, merre, milyen irányban lehet ultrarövid hullámokkal nagyobb távolságú vételt elérni.

A légnyomás a magassággal nagymértékben csökken. 5500 m magasan már csak fele annak, amekkorát a talajon mérhetünk. Nagyságát különböző képletek segítségével a légkör legfelső határáig, tehát kb. 1000 km-ig is számíthatjuk. A számítások kísérleti alátámasztása csak a legutóbbi időkben sikerült, amikor a rakétákkal kilőtt műszerekkel 100 km felett is megmérték a légnyomás nagyságát. A légnyomás a rádióhullámok terjedése szempontjából a levegő sűrűsége miatt szükséges.

A fizika a levegő sűrűsége alatt az egy cm^3 levegő tömegét érti, meghatározott körülmények (0°C és 760 Hgmm) mellett. A sűrűség így végeredményben egy szám, melyet megkapunk a

következő összefüggésből a különböző nyomások és hőmérsékletek esetén :

$$\rho = 1,293 \frac{p}{760} \left(1 - \frac{t}{273} \right) \text{ Hgmm-ben.}$$

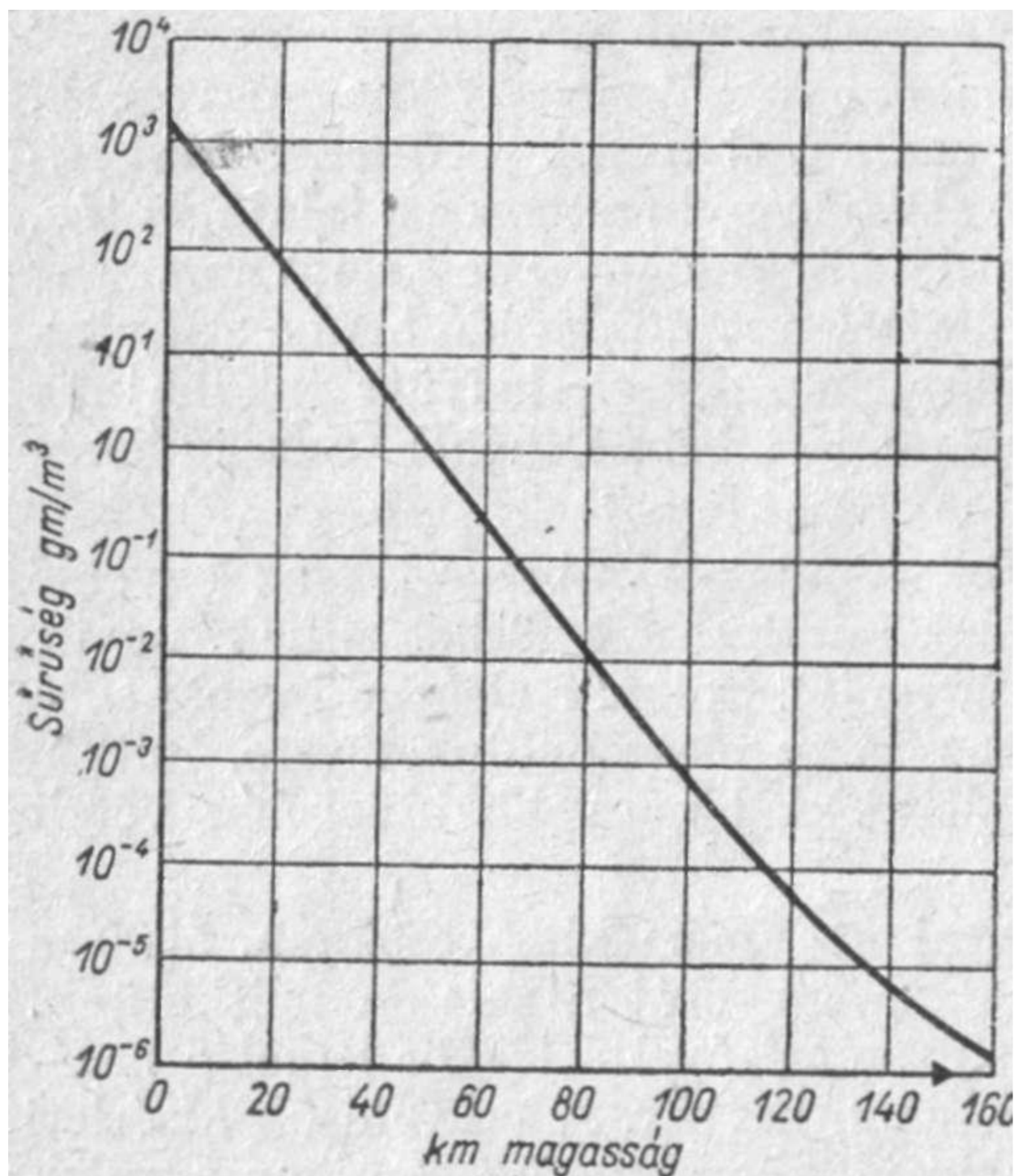
Itt ρ a sűrűség jele, p a légnyomás, t a hőmérséklet C-fokokban. Amennyiben mb-okban számolunk, úgy a szorzószámot 1,276-ra változtatjuk, és 760 helyett 1000-et írunk a tört nevezőjébe.

A sűrűség gyakorlati értelmezése :

$$\text{sűrűség} = \frac{\text{fajsúly}}{\text{nehézségi gyorsulás}}$$

Ha tehát egy m^3 levegő súlya 0°C és 760 Hgmm mellett 1,293 és a nehézségi gyorsulás $g = 9,81 \text{ m/s}^2$, akkor a levegő sűrűség

$$\rho = \frac{1,293 \text{ kg/m}^3}{9,81 \text{ m/s}^2} = 0,132 \text{ kg s}^2/\text{m}^4.$$



17. ábra. A sűrűség változása a magasság függvényében 160 km-ig. 1. Rakétafelszállásokkal mért eredmény

A levegő sűrűségének változása a talajmenti vízszintes rétegekben is fennáll, mert ugyanezekben a helyeken a légnyomás és a hőmérséklet is változik.

A rakétafelszállásokból tudjuk, hogy a számított és a mért légnyomási és sűrűségi adatok elég jól egyeznek, és a magasabb rétegekben (50—80 km) nemsok különbség van a nyári és téli értékek között.

A levegő sűrűsége változásából következik a rádióhullámok számára is fontos törésmutató folyamatos változása a magassággal. Száraz levegő esetében a törésmutató változása egy m magasságkülönbségre :

$0,039 \cdot 10^{-6}$. Ez főképpen a kisebb magasságoknál érdekes, mert a magas légkörben az ionizált rétegek hatása jóval nagyobb.

b) Hőmérséklet

Különösen a légkör hőmérsékletének tárgyalásánál fontos magának a hőmérsékletnek a fogalmát tisztázni. Tudjuk, hogy minden test apró részei, a molekulák, illetve az atomok és ezek között az elektronok ún. hőmozgást végeznek. A gázok, tehát a levegő esetében ez abból áll, hogy a levegő molekulái rendezetlen mozgást végeznek különböző sebességekkel. Egy nagyobb tömegű gáz molekuláinak mégis van egy közepes sebessége, ez a sebesség fejezhetné ki tulajdonképpen az illető gáz hőmérsékletét.

Ezt a hőmozgást érezzük is. A testünk felületére, annak minden cm^2 -ére trillió és trillió levegőmolekula verődik oda e hőmozgás következtében. Ezt a folytonos ütégetést érezzük mi „hőmérsékletnek”. Ezt „érzi” a higanyos hőmérő is : a nekiütődő levegőmolekulák a higany molekulákat is mozgásba hozzák. Megtehetik, vannak elegen hozzá. A higanyszál a molekulák mozgása következtében mindig nagyobb és nagyobb térfogatra terjed ki: ezt a jelenséget használjuk fel a hőmérséklet megállapítására.

A gázmolekulák e hőmozgása igen nagy sebességeket jelent az egyes molekulák számára. Így pl. egy oxigénmolekula akkor, amikor $0\text{ }^\circ\text{C}$ hőmérsékletet mérünk (és 760 Hgmm-t) kb. 425 m/s nagyságú sebességgel rohan. Illetve mozognak, ha nem ütköznék bele hamarosan egy másik molekulába. Ekkor természetesen az a molekula is mozogni kezd és így terjed tova a hő.

A hőmérséklet mérésére a Celsius osztása szerinti hőmérőket használjuk. A hullámterjedéssel foglalkozó írásművekben is találkozunk sokszor az ún. „abszolút hőmérséklet” fogalmával és jelével (általában : K° , jele T). Úgy gondoljuk, hogy minél hidegebb egy test, annál kisebb sebességűek a molekulái, elérkezhetünk tehát egy olyan állapothoz, amelyben a molekulák megállanak, ekkor a testnek, gáznak *nincsen hőmérséklete*. Ilyenkor mérhetnénk az *abszolút nullafokot*. Számítások és kísérletek szerint ez az állapot a Celsius-skála lefelé történő kiterjesztése esetén a -273° -nál következik be. Ha tehát ezt nullának vesszük és az ettől magasabb hőmérsékletet a Celsius-skála közeinek felhasználásával állapítjuk meg, akkor abszolút skálában adtuk meg a hőmérsékletet. Így pl. a $+20\text{ }^\circ\text{C}$ megfelel $(273 + 20 =)\ 293\text{ K}^\circ$ -nak.

A hőmérséklet a legváltozóbb elem a légkörben. A talajmenti változása is igen nagyfokú lehet, meg a magassággal történő változása is. Ha egy térképen felírjuk a városok mellé az ugyanabban az időben mért hőmérsékleti adatokat és az egyenlő hőmérsékletű helyeket vonallal kötjük össze, megkapjuk az „izoterma” vonalakat (thermé görög szó, hőt jelent).

A hőmérséklet eloszlása a magassággal igen érdekesen változik. Erről külön lesz szó, most a talajközeli légrétegek hőmérsékleti érdekességeit nézzük meg. A nagy általánosságban a hőmérséklet a magassággal csökken. A változás mértékét úgy fejezzük ki, hogy megmérjük egy ponton a levegő hőmérsékletét és megmérjük 100 m-rel magasabban. Az alsó hőmérsékletből kivonjuk a Felsőt és azt mondjuk, hogy jelzett helyen a függőleges *hőmérsékleti gradiens* a kapott szám :

Legyen pl. 50 m magasan a hőmérséklet $+10,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, 150 m magasan pedig $9,5\text{ }^{\circ}\text{C}$. Akkor a gradiens :

$$10,0^{\circ} - 9,5^{\circ} = 0,5^{\circ}/100\text{ m.}$$

(A pontos fogalmazás a méterenkénti különbséget veszi számításba és ezért a fenti függőleges gradiens tulajdonképpen : $0,005\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{m}$.)

Nem egyszer megtörténik azonban, hogy a levegőben felfelé menet jó ideig semmi hőmérsékletváltozást sem tapasztalunk. Előfordulhat tehát, hogy az előbbi példa szerint 50 m magasan is és 150 m magasan is $+10,0$ fok a hőmérséklet. Ekkor a gradiens : $10,0 - 10,0 = 0$. Ilyen, „nulla gradiensű” levegőréteget „izoterm”-nek mondunk.

Gyakorta megesik az is, hogy felfelé menet hőmérsékletcsökkenés helyett emelkedést tapasztalunk. Ismét az előbbi példával mutathatjuk meg a gradiens kifejezését. Legyen 50 m magasan $+10,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ és 150 m-en pedig $10,6\text{ }^{\circ}\text{C}$. Mindig az alsó értékből vonjuk ki a felsőt: $+10,0 - 10,6 = -0,6$ negatív értéket kaptunk. Ezt az esetet *hőfordulat-nak*, *inverzió-nak* nevezzük. Mivel az ultrarövid hullámok, terjedése nagyobb távolságokra majdnem minden esetben az inverziók segítségével történik, ezeket kissé bővebben tárgyaljuk.

Az inverziók eredete többféle lehet. Különösen a hosszabb éjszakákon a Nap besugárzó melegének hiányában a talaj lehül (a talaj mindig sugároz hőt, nappal is, de éjjel nincs ami pótolja az elvesztett hőjét). A közvetlenül felette levő levegő tehát viszonylag melegebb lesz (a kisugárzott hő nem melegíti, az átfut a légkörön, ki a világűrbe). Vezetés útján ez a levegőréteg lassan átadja a hőjét a talajnak, ő maga is lehül. Lehet, hogy csak néhány cm lesz a lehült levegőréteg, de nálunk különösen az őszi és a téli hónapokban több száz méteres is lehet. A lehült levegőréteg felett ott van a még le nem hült, a maga eredeti, tehát most magasabb hőmérsékletével. Lesz tehát egy fokozatosan vagy hirtelen hőemelkedést mutató légréteg. Ilyen esetben *talajmenti* vagy *kisugárzási inverzió* áll fenn. Ez éjszakai jelenség, a hajnali Nap sugara, a később feltámadó szellő elpusztítja.

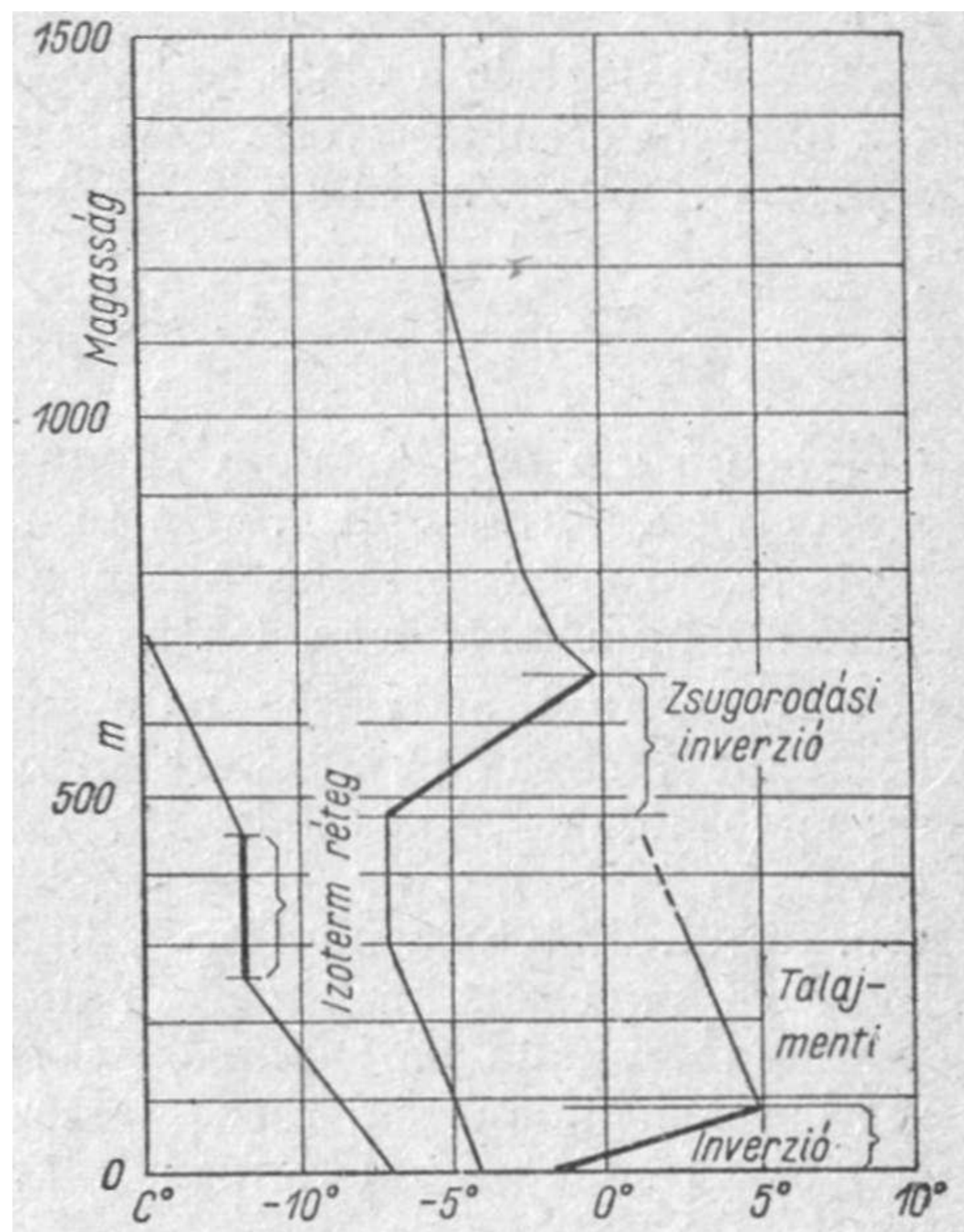
Nagy nyomású légtömegekben a magasban függőlegesen lefelé áramló légmozgás jön létre. A talajhoz közelebb eső rétegekben a leszálló áramlás sebessége kisebb mértékű, itt a levegő inkább szétfolyik. Kell tehát lenni minden ilyen léghalmazban egy oly magasságnak, melyben a legerősebb a részecskék leáramlása és ahol mintegy összesűrűsödik a levegő. Ez egyúttal abban a magasságban, rétegben hőmérséklet változással is jár (az összenyomott levegő melegszik). Ugyanakkor közvetlenül az így keletkezett inverzió alatt, a légnedvesség is igen nagyfokú lehet. Ilyen *zsugorodási inverzió* olyankor is előfordulhat, amikor a talajmenti légrétegek lehűlése a magasabb szintekre is hatással van.

Más alkalommal egy vonuló meleg légtömeg felkapaszkodik az előtte levő nehéz hideg levegőtömeg háttára (ilyen eset fordul elő nálunk, amikor a Kárpát-medencében megüledett hideg levegő tetejére jön fel a Földközi-tenger meleg levegője). Most attól függően, hogy milyen magas a hideg levegőtömeg teteje, feljebb vagy lejjebb találunk egy olyan réteget, mely melegebb az alsónál. Ezek a *felsiklásból eredő inverziók*.

A hőfordulattal bíró rétegek vastagsága igen különböző, legvastagabb a zsugorodási inverzió, mely több kilométeres lehet, a többi rendszerint az 1000 m-es vastagság alatt marad.

c) L é g n e d v e s s é g

A légkör legalsó rétegeiben a víz előfordul mind a három halmazállapotában. Terjedési szempontból a cm-es hullámok számára a jégtűk és az esőcseppek is fontosak, a többi hullámokra azonban inkább csak a légnemű víz van hatással. A víz gáznemű



18. ábra. Az inverziók különböző fajtája, az izoterm légréteg

állapotában különálló molekulákból áll és így keveredik össze a légkör gázainak hasonló részecskéivel. Természetesen így növeli a levegő nyomását. Ha külön vesszük ezt a légnemű víz által okozott nyomást, a párányomást, akkor azt állapíthatjuk meg, hogy ez csak igen kis hányadát teheti a légkör normális nyomásának. Függs elsősorban a levegőbe került víz mennyiségétől és a hőmérséklettől. A párányomást szintén Hg mm-ben vagy mb-ban fejezzük ki (jele e).

A páratartalom alatt az egy köbméter térben levő légnemű víz tömegét értjük, nevezik ezt még *abszolút* vagy *tényleges nedvességnek* is. Kifejezhetjük a következő összefüggéssel :

$$d = 289 \frac{e_{mm}}{T} \text{ [g/m}^3\text{]}$$

melyben a d a páratartalom jele, az e a párányomás Hg mm-ben, a g pedig a grammtömeg. Ha mm helyett mb-ban helyettesítjük be a párányomás értékét, akkor a szorzószám 217 lesz. A T az abszolút hőmérsékletet jelenti.

Bármennyi nedvesség nem maradhat a levegőben. Minden hőfokhoz tartozik egy akkora mennyiség, amelynél a molekulák csoportosulnak, „kicsapódnak”, legtöbbször a légkörben bőven található idegen, „vendég-anyagok”, pl. porszemek, sókristályok stb. körül. Ezt a mennyiséget, illetve az ilyenkor fennálló párányomást nevezzük maximális párányomásnak. Ha a kívánt időpontban fennálló párányomást (legyen e) elosztjuk az ugyanott mérhető léghőmérséklethez tartozó maximális párányomással (E) és a törtet százzal szorozzuk, kapjuk a „viszonylagos” nedvességet (f)

$$f = \frac{e}{E} \cdot 100 \text{ [%]}$$

Amint látjuk, ezt százalékokban fejezzük ki. Amikor a párányomás éppen a maximális, vagyis a tört értéke egy, akkor azt mondjuk, hogy 100% a nedvesség, „telített” a levegő. Ennek ellenkezője, a nulla % lenne a száraz levegő, ilyen azonban az alacsony rétegekben egyáltalában nem fordul elő. Valamennyi nedvesség mindig van a levegőben.

Minden elem között talán a nedvesség eloszlása a legváltozatosabb a légkörben. A kicsapódott, szemmel is látható légnedvesség, a felhőzet mind a vízszintesben, mind pedig a függőlegesben a legkülönbözőbb lehetőségeket rejti magában, a páratartalom mennyiségét

A deciméteres és centiméteres hullámok számára a levegő törésmutatójában a légköri nedvességet is számításba kell venni. Kísérleti alapon a következő összefüggést állapították meg :

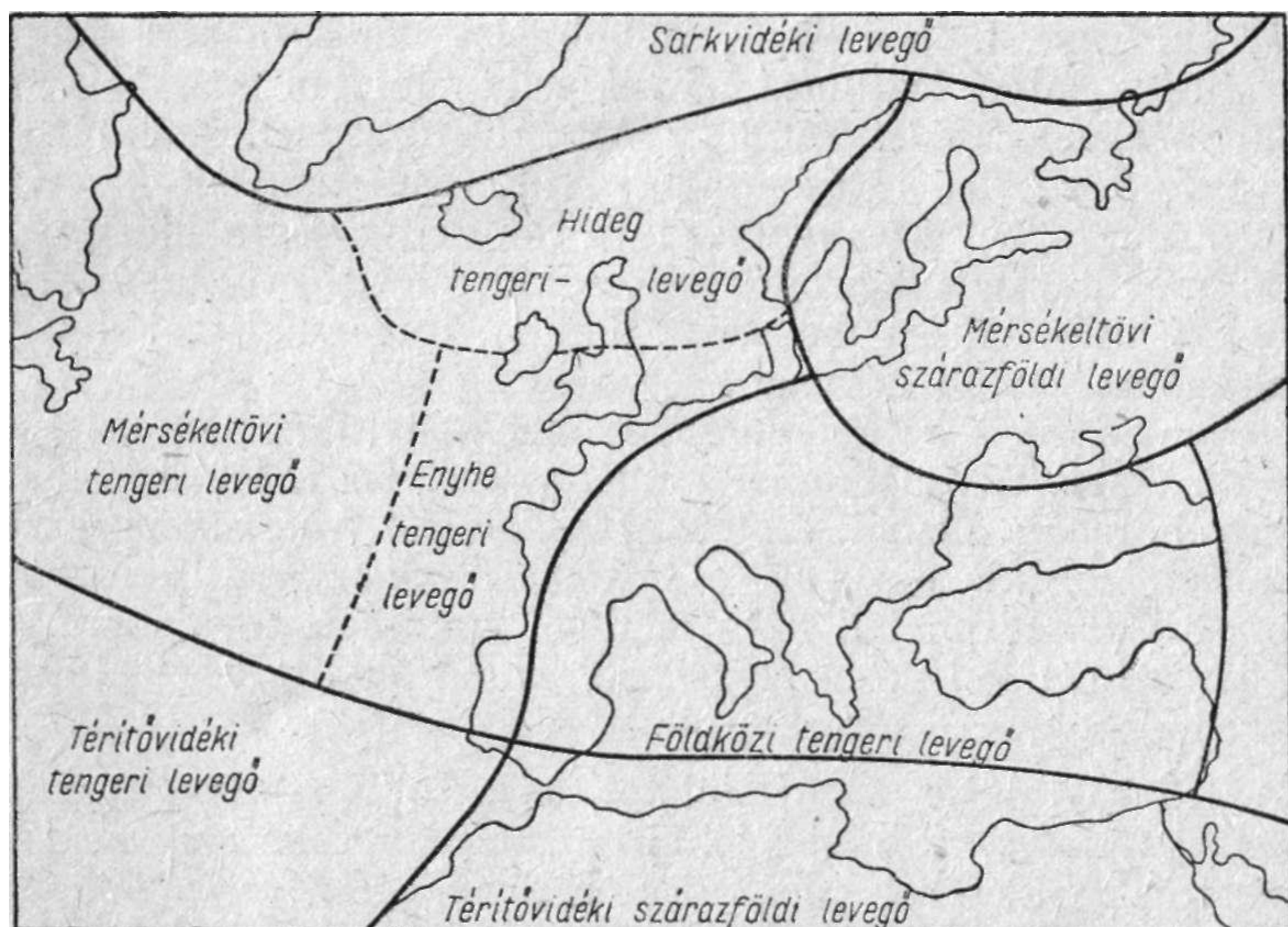
$$(n-1) \cdot 10^6 = \frac{79}{T} \left(p - e + \frac{4800}{T} \cdot e \right)$$

Ebben az n a törésmutató, a T az absz. hőmérséklet, a p a légnyomás mb-ban, e pedig a fenti párányomás szintén mb-ban.

A párányomás nagyságát a megmért hőmérsékleti és nedveségi adatokból táblázatok segítségével azonnal megtudhatjuk.

d) Légtömegek

Elképzelhetjük, hogy egy nagyobb levegőtömeg, pl. akkora, mely kitölti a Kárpát-medencét, sokáig felettünk marad. Különösen akkor fordul elő ilyen eset, ha ez a levegő hideg, súlyos, tehát leülepszik a medencében. Felette a leszálló áramlás miatt nem keletkezik vagy széteszik a felhőzet, alatta lehül a talaj. Nyilvánvalóan a levegő is hül felette, mindig hidegebb lesz, súlyosabb, kevesebb lesz a szél benne. A füst, korom is helyben marad, a



19. ábra. Különböző légtömegek eredő helyei (Hille)

levegő mindig piszkosabb is lesz. Amikor aztán egy erős nyugati áramlás kisöpri innen, ezeket a tulajdonságait egy jó darabig még az új helyén is megtartja, tehát ott is hideg, piszkos marad. Ilyen lesz minden olyan levegőtömeg, vagy mint mondják „légtömeg”, mely szárazföld felett tartózkodik hosszabb ideig. A tenger felett tartózkodó légtömeg nem hűlhet le annyira és nem hordoz magában annyi szennyet. Amikor ilyen van felettünk, még a messzi hegyeket is zöldelni látjuk, míg a szárazföldi eredetű levegőben a közeli is csak homályos foltokként tűnnek elő. Egy-egy légtömeget tehát eredete szerint jól meg tudunk különböztetni a másiktól, hőmérséklete, nedvessége, szennyezettsége és mindezeknek a légtömegen belüli eloszlása útján. Európában és környékén több ilyen „eredőhely” van és így sokféle légtömeget, levegőfajtát különböztethetünk meg.

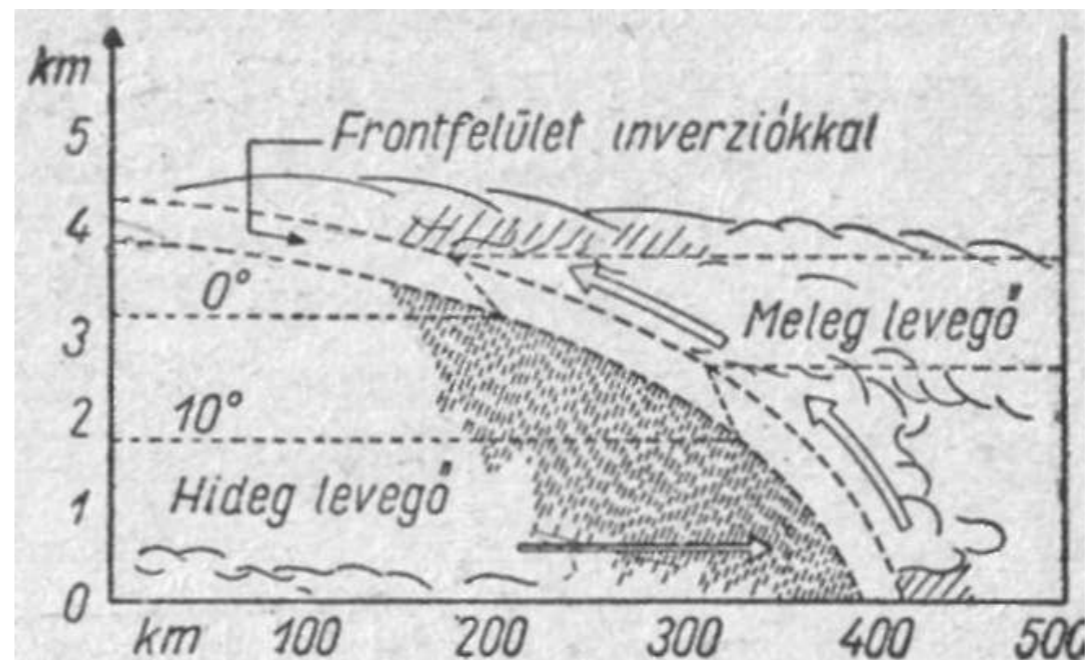
Mivel a légtömegek a fenti különböző tulajdonságokat mutatják, más és más lesz bennük a hullámok terjedése is. És most nemcsak a felületi hullámokra kell gondolnunk, hanem a térhullámokra is, hiszen azok is csak úgy tudják sok ezer kilométeres útjukat megtenni, hogy a felső légrétegek és a talaj között cikkáznak ide-oda. Eközben tehát többször belejutnak az aránylag alacsonyan fekvő, legfeljebb 5 — 10 km magasra nyúló légtömegek belsejébe.

A légtömegeknek néha éles határvonaluk, illetve határfelületük van. Így pl. igen nagy különbséget mutat a sarkvidékről betörő hideg, súlyos légtömeg, ha valamely felületen találkozik egy, a Földközi-tenger vidékéről jött meleg légtömeggel. A határfelületen a hőmérséklet hirtelen nagy változást szenved, inverziók keletkeznek. A meleg levegőben levő sok nedvesség a hideg hatására kicsapódik, felhőképződés lesz. A hideg levegő tiszta, átlátszó, sok a napsütés, erősen melegszik a talaj, innen le-leszakadnak a felmelegedett kisebb légmagok és a hideg környezetben gyorsan emelkednek a magasba, nagy gomolyfelhők, zivatarfelhők keletkeznek stb. Az ilyen találkozási felületet, melyen a légköri elemek mintegy harcban állanak egymással, *időjárási frontnak* nevezzük. A frontok mozgása egyúttal a légtömegek mozgása is, hiszen a légtömegek határvonalai, határfelületei vonulnak tova magukkal a légtömegekkel. A légtömegeket pedig a már említett léghalmazok és légritkulatok körbenforgó áramlatai mozgatják.

A frontok, mint határfelületek a legtöbb esetben bizonyos szög alatt hajolnak a talaj felé. Óriási, sokszor több száz négyzetkilométeres területeket jelentenek, melyek egész terjedelmükben erősebb-gyengébb inverzióként hatnak és szétszórhatják, elhajlíthatják a rajtuk áthaladni akaró rádióhullámokat, a felületieket is,

meg a térhullámokat is, melyek fölülről akarják áttörni frontokat, vagy pedig már a talajról visszaverődve alulról indulnak feléjük.

Sokféle frontot különböztethetünk meg, de mindezek visszavezethetők két fő típusra. A hidegfront a talaj közelében, vagy magán a talajon előretörő hideg légtömeg széle. Szinte úgy ömlik ilyenkor a levegő, mint a víz a talajon, az ömlést a hideg szél alakjában érezzük. Jellemzői télen az igen hideg szél, hózáporok, nyáron a zivatar, záporosó és a hirtelen erősödő, olykor orkányszerű szél, mely azonban nem tart sokáig. A másik, a melegfront lassú jelenség, fokozatos, mindig vastagodó felhőzettel történő beborulás, lassan meginduló és sokáig tartó csendes eső vagy havazás jelzi. Legtöbbször a meleg levegőnek a hidegre történő felmászása által keletkezik.



20. ábra. A hideg levegőtömeg tetejére felkúszó meleg légtömeg találkozási felülete a frontfelület, időjárási front. Itt mindig találhatunk inverziót, mely eltérítheti, esetleg szétszórhatja a rádióhullámokat.

Ha hideg és kissé melegebb, mondjuk hűvös levegőtömeg közbezárt, felemel egy melegebb légtömeget, akkor a fenti jelenségek vegyesen fordulnak elő, ilyenkor a front neve okkluzió (occludo, latin szó = bezár).

Az ultrarövid, de különösen az attól is rövidebb hullámokkal akkor tudunk céltudatosan dolgozni, ha ismerjük az időjárási helyzetet és ennek a hullámokra gyakorolt hatását.

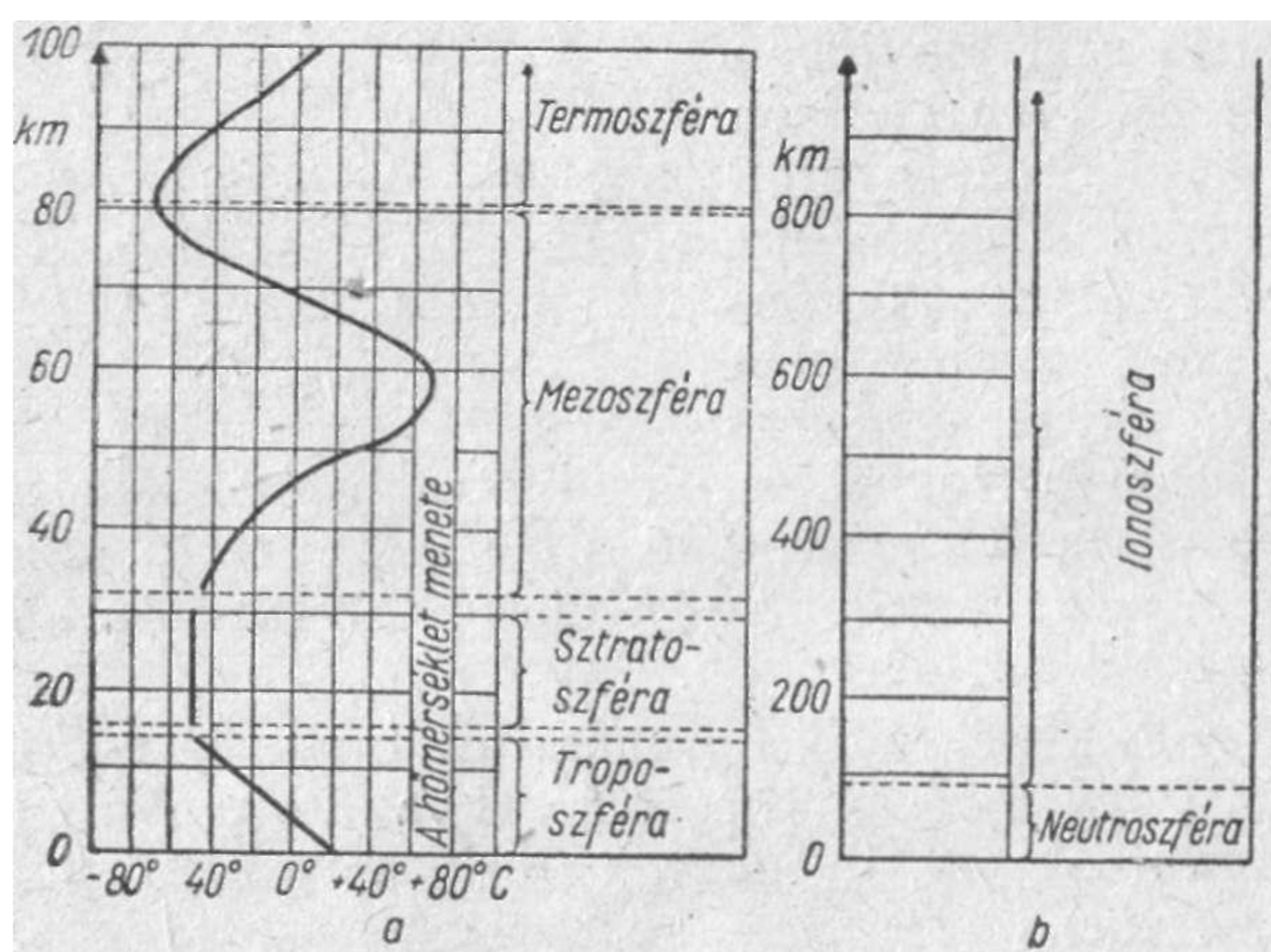
e) A légkör felosztása

Légkörünket több szempont szerint szokták különböző rétegekre felosztani. Legújában elfogadnak egy aránylag egyszerű felosztást is, melyet Chapman ajánlott. Ez a felosztás a hőmérséklet menetét vette figyelembe.

Minden felosztás megegyezik abban, hogy a rétegek alsó és felső határa általában a Föld gömbalakjához simul és csupán a sarkok felé van erősebb lehajlása. Mint valami vastag gömbhéjak, úgy veszik körül ezek a rétegek a Föld felületét (innen az elnevezés is a görög szfaira = gömb szóból).

Chapman elgondolása szerint a talajtól számítható kb. 15 km magasságig van a változékonyságaról elnevezhető *troposzféra* (tro-

pé görög szó = változékonyság), ebben zajlanak le a jól ismert időjárás jelenségek. Felette változó vastagságú, de általában vékony átmeneti réteg található, melyben már szünetel, pauzái az alsó változékonyság, de még nem viseli magán a felsőbb réteg minden jellegét, ez a *tropopauza*. Efölött kb. 30 km magasságig *sztratoszférának* nevezzük a légkört, itt már megszűnik a változékonyság, leülepedt a levegő (sztratusz = réteg). Itt is van fölül egy vékony átmeneti réteg, a *sztratopauza*. Ezután következik kb. 80 km magasságig a középső (mezosz = középső), azaz *mezoszféra*, mely felett szintén elmaradhatatlan az átmeneti *mezopauza* réteg. Ezután



21. ábra. Az *a* mutatja a légkör felosztását az alsó száz km-ben. A szaggatott vonalozás az átmeneti szakaszokat, a különböző „paузákat.” jelenti. Ugyanitt látható a hőmérséklet menete a rakétafelszállások adatai szerint. Nagyobb magasságban a hőmérséklet tovább emelkedik. A *b* mutatja az elektromos szempont szerinti felosztást. (Chapman szerint)

mindent, ami még a légkör legfelsőbb határáig, tehát kerekén 1000 km-ig található, együttesen *termoszférának* nevez, mivel itt van a légkör legmelegebb öve (thermos = meleg).

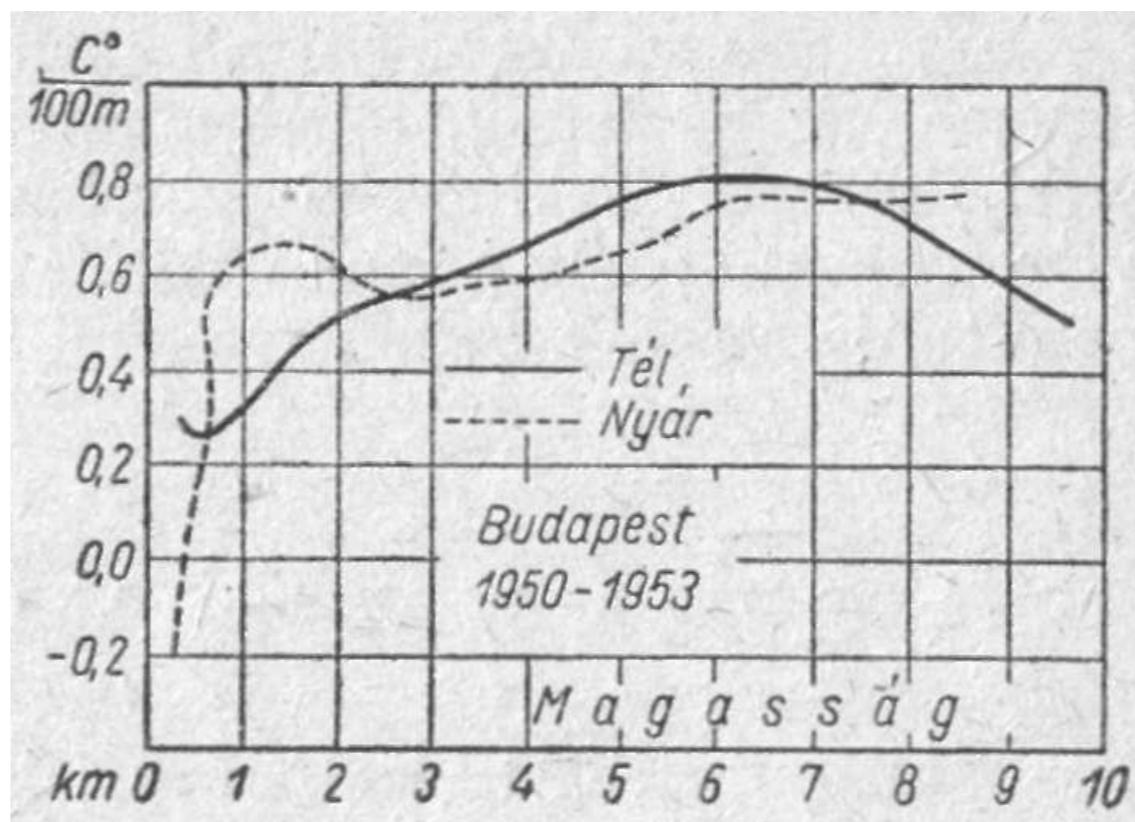
Ebben a felosztásban, amint látjuk, nyoma sincsen a különben sokat emlegetett ionoszférának. Nem lehet ugyanis a légkört úgy felosztani, hogy az elektromos és a hőmérsékleti szempontok is érvényesüljenek. Ilyen célból egy másik felosztás van érvényben, melyet ugyancsak Chapman ajánlott. Eszerint két réteget kell megkülönböztetnünk, egy neutro = semleges, nem elektromos réteget, a neutroszférát, mely kb. 80 km-ig tart (felette az átmeneti neutropauza réteggel), majd ettől kezdve a légkör felső határáig az *ionoszférát*.

A fenti rétegek vastagsága, elhelyezkedése nem állandó jellegű.

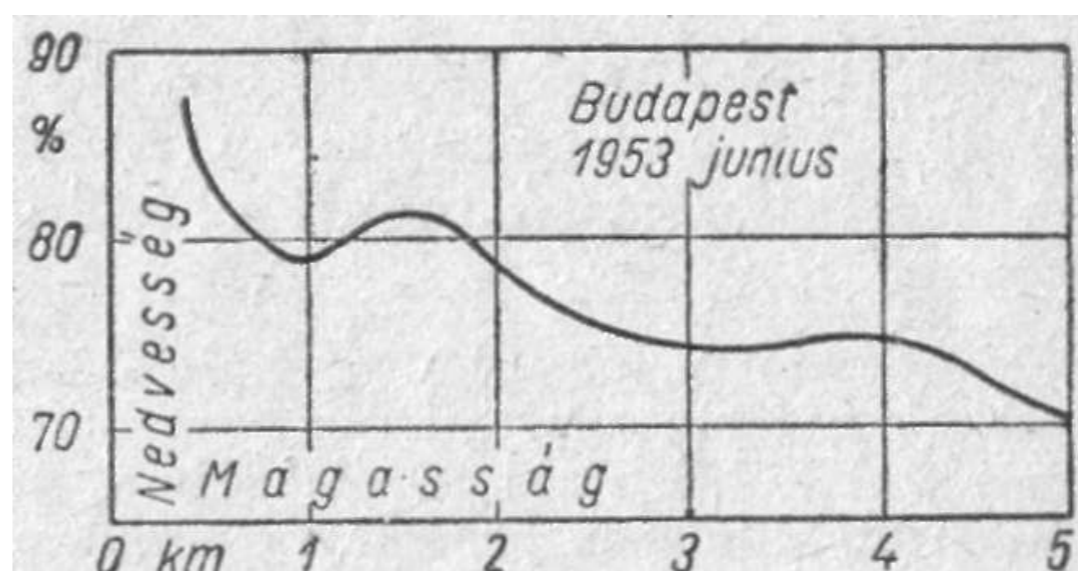
Az ultrarövid hullámú rádiósokat leginkább a troposféra tulajdonságai érdeklik. Így elsősorban a hőmérsékleti gradiens és a nedvesség e rétegben mérhető változásai. A hőmérséklet gradiense nyáron a talaj és az egy km-es magasság között igen erősen emelkedik, 1000 m magasságban eléri a $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ -es átlagot (3 év adataiból). Ezután a változása csekély, 3 km magasságban kissé visszaesik, majd ismét emelkedik és 10 km-es magasságban már majdnem $0,8\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Télen már 2 km magasságban eléri a $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ -es gradienst és a maximumot 6—7 km magasságban mutatja. Mind ezekből az következik, hogy a hullámok megtörése nyáron a magasabb (8—10 km és felsőbb), télen pedig az alacsonyabb (5—7 km magasan levő) légrétegeken történik a legtöbb esetben.

A törésmutató a páratartalom miatt is változik és éppen ezért nem érdektelen számunkra a nedvesség magasság szerinti változása sem. 1953 júniusában a talaj és az 1 km-es magasság között igen nagy volt a nedvesség, majdnem 90% ; két km magasságig a 80%-os érték körül mozgott és csak ezután kezdte meg hullámos süllyedését. Még így is csak az öt km-es magasságban csökkent le a 70%-ig. Ebből a példából láthatjuk, hogy a nedvesség hatása igen jelentős lehet még a televíziós hullámhosszokra is.

A felsőbb rétegekben a nedvességnek már semmi szerepe sincsen. A hőmérséklet a sztratoszférában, annak egész magasságában állandó, ugyanaz az ($-50\text{ }^{\circ}\text{C}$ körüli) érték, legfeljebb az évszakok, ebben is (nálunk) a nyár és a tél változtatják. A mezoszférában a



22. ábra. A hőmérsékleti gradiens változása a magassággal télen és nyáron Budapest felett (Béll)



23. ábra. A viszonylagos nedvesség változása a magassággal Budapest felett (Béll)

hőmérséklet fokozatosan emelkedik és a 60 km-es magasságban eléri a +60—70 C°-ot. Ezután ismét süllyed és a mezoszféra felső határán már csak -80 C°-ot mérhetünk. Itt kezdődik a termoszféra, melyben a hőmérséklet állandóan emelkedik a magassággal és sok száz fokos hőmérsékletről beszélhetünk a további 500—1000 km-es magasságokban. Ezt a hőmérsékletet azonban a fizikai értelemben kell vennünk, tehát a molekulák gyors mozgásaként kell értelmeznünk. Tekintettel azonban arra, hogy a talajfelettihez viszonyítva csekély a molekulák, atomok száma, a fenti hőmozgás nem tudja a szokásos műszerekkel közölni a jelzett hőmérsékletet.

f) A légkör elektromossága

Hullámterjedési szempontból leglényegesebb a légkör iontartalma. Ezt még a talajközeli rétegekben is figyelembe kell venni.

Az ion elnevezés a vegyészekről ered. A különböző vegyi anyagok apró részei, a kémiai gyökök stb. elektromos töltéssel bírnak. Ha elektromos térbe helyezük az anyagot, ezek a töltéssel bíró részek elindulnak, mennek az ellenkező előjelű feszültség irányába (iós görög szó = megyek). A gázok molekuláit, illetve atomjait is lehet elektromossá tenni, ez a folyamat az *ionizáció*.

Legyen pl. egy hidrogénatom magja, a proton, akkora, mint Budapest egy házcsoport, ekkor a körülötte forgó elektron csak egy kis kalyiba lehet, valahol Szolnok távolságában. Amellett ez a kis házikó másodpercenként több billiószor forog körbe a budapesti házcsoport körül. Ha valahonnan egy foton érkezik ennek az atomnak a közelébe és oly közel kerül a forgó elektronhoz, hogy taszító erejével el tudja távolítani a protonjától, akkor az elektron egyszerre megszűnik forogni, valamekkora sebességgel halad valahová ismeretlen irányba. Az elektronját veszített proton most magához tudna vonzani egy elektront, ha az belekerülne körzetébe. Ha tehát a negatív elektront tudná vonzani, akkor ő maga pozitív, most ő lesz pozitív ion! Negatív ion tulajdonképpen a pozitív ionhoz hasonlóan nincsen. Csak úgy keletkezhet, hogy az előbbi módon csellengő elektronok mozgásuk közben nekiütődnek egy molekulának, molekulacsoportnak és mintegy ráragadnak... Ettől kezdve az a molekula vagy molekulacsoport már nem semleges, mert negatív töltése van: a rátapadt elektron. Most tehát negatív ion a neve.

Ilyen pozitív és negatív ion sok van a légkörben, itt lenn a troposzférában is. Keletkezésükhöz a fent említett foton, a talajból párolgó rádióaktív anyagok, villám vagy más magas hőmérsékletű égés stb. szükséges.

Csak a hidrogénnek van egy elektronja, minden, a légkörben előforduló gáznak több van. Lehetséges tehát az is, hogy egy erősebb, nagyobb energiájú foton még a második elektront is leválasztja az atomról. Ilyenkor azt mondjuk, hogy az az atom *kétszeresen ionizált*.

A különféle gázok atommagjai más, kisebb-nagyobb erővel húzzák, tartják maguk körül keringő mozgásban az elektronokat, tehát különböző erősségű fotonok (különböző hullámhosszú sugárzás, más színű fény stb.) tudják csak leválasztani róluk az elektront. A talaj közelében már csak kevés olyan foton kerül a Napból vagy máshonnan a világúrból, mely a légkör gázainak atomjait ionizálni tudná. A troposzférában tehát inkább a többi ionizátor jut előtérbe.

A talaj közelben egy cm^3 levegőben sok trillió molekula, tehát még több gázatom van. Még az a kevés idejutó foton is biztosan eltalálhat egy-egy elektront. Az ionizált atomok azonban éppen úgy hőmozgást végeznek, mint a többiek és így mozgásuk közben hamar találkoznak egy-egy szabadon csellengő elektronnal. Megfelelő közelségbe kerülve az elektront magukhoz vonzzák és ismét semleges atomok lesznek. Ezt a jelenséget *újraegyesülésnek*, *rekombinációnak* nevezik. Ennek jelentékeny szerepe van abban, hogy valahol kevés az ionok száma.

Amikor nagyobb, egybetartozó molekulacsoportok egy-egy atomja ionizálódik, akkor az egész csoport együttesen szerepel elektromos töltéssel bíró testként, pozitív vagy negatív ionként. Az ilyen „nagy ionok” hamar beleütközhetnek egy szomszéd molekulába, de egyrészt éppen a nagyságuk miatt nem biztos, hogy éppen az ionizált atomjuk kerül egy esetleges ellenkező töltésű molekula mellé, továbbá mert óriás voltuk miatt mozgásuk is lassúbb, nehezebben rekombinálódnak. A nagy ionok tehát „hosszú életűek” és emiatt több van belőlük a légkörben. Rendszerint egy-egy nagy felhőben, nagy kiterjedésű inverzió alatt, esetleg a légkörben külön kis ionfelhőket alkotva találjuk meg őket. Nem egyszerők az okai annak, hogy a lapos szög alatt rájuk futó rádióhullámok elhajlanak eredeti útjuktól. Amellett fogyasztják a hullám energiáját, mert az elektromágneses hullám térerőssége őket is megmozgatja útja közben, mozgatásukhoz pedig — éppen nagy tömegük miatt — sok energia kell. Mivel napsütés alkalmával keletkezik a legtöbb nagy ion is, máris arra kell gondolnunk, hogy a felületi hullámok nappali vétele a talajközeli nagy ionok elnyelő hatása miatt is nehézkes.

Az iontartalom a troposzférában a magassággal erősen csökken (a felhőzetet most nem vesszük számításba). A feljebb előforduló ionsűrűsödést már tulajdonképpen az ionoszférához kell számítanunk.

A földgömböt negatív töltésű vezetőtestnek kell tekintenünk. Bár ez a negatív töltés elég nagy, mi, mint a nagy földgömb parányi

részei nem érezzük, mert állandóan benne élünk. Úgy vesszük, hogy a Föld töltése nulla és tőle távolodva a negatív térerősség csökkenését növekedő pozitív térnek mondjuk.

Ez a jelenség a légkör nélkül is fennállana, de mivel a légkör is jelen van, ezt a sztatikus feszültséget (is, meg az ionok létezését is, együttesen) *légköri elektromosságnak* nevezzük. A Föld töltéséből eredő sztatikus feszültség csak közvetve van hatással a rádióhullámok terjedésére.

HARMADIK FEJEZET

AZ IONOSZFÉRA

Már a légkör felosztásánál megismerkedtünk a neutro- és az ionoszférával. Ez utóbbi ezt a nevet azért kapta, mert a légkör e részében igen sok az ion és a szabad elektron. Fennállhat a kérdés, miért éppen a magas légkör ionizált? A magyarázat egyszerű: Az ionizáló napsugarak (vagy máshonnan jövő sugárzás) kívülről befelé, a talaj felé közelítik meg a Földet, tehát folyton sűrűsödő légkört találnak útjukban. A sűrűsödő levegő mind több és több sugarat nyel el, kell tehát lennie egy olyan, kissé elmosódott határnak, melyen alul már sokkal kevesebb ionizáló sugarat kap a légkör, mint feljebb. Ez a határ a 80 km-es magasság körül van. Ebből nem következik azonban, hogy a talajra már egy ionizáló napsugár sem jut és itt nincs ion a levegőben. Lesz itt is, de — amint az előbbieken olvashattuk — jóval kevesebb. A talajközeli-
ben ugyanis a sűrű levegő miatt gyorsan végbemehet a rekombináció, míg több száz km magasban egy-egy levegőmolekula vagy éppen különálló gázatom hosszú utakat tehet meg anélkül, hogy másik atommal találkozna. Itt nagy az atomok „szabad úthossza”, lassúbb a rekombináció, tovább élnek az ionok, tehát vég-eredményben sokkal több ion van, mint ideleln.

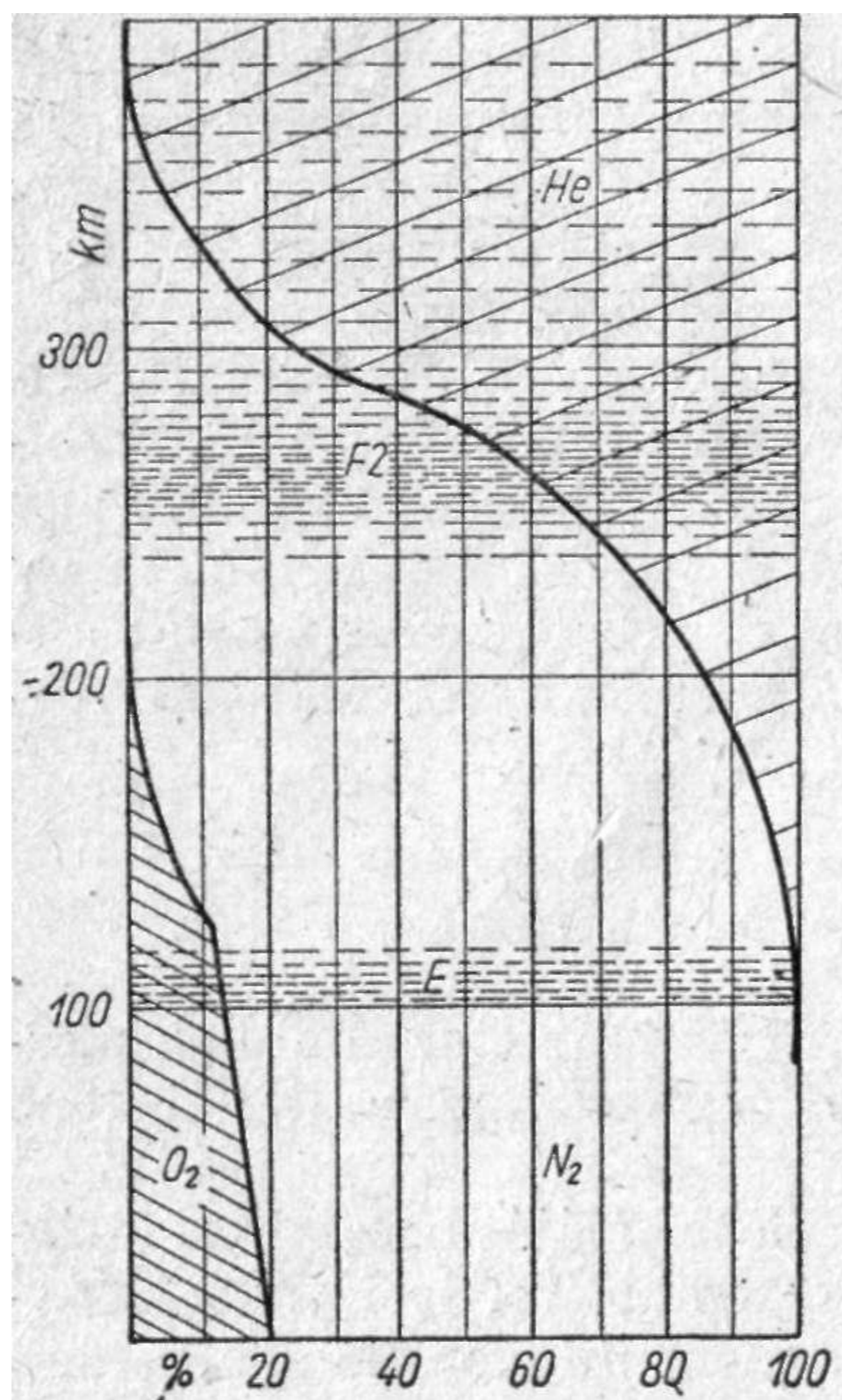
a) A rétegek keletkezése

Az ionoszféra rétegei több okból, több ionizátor által keletkezhetnek. A legsűrűbben előforduló eset a napsugárzás által történő ionizáció.

Tudjuk, hogy a Nap a sugarak széles skáláját bocsátja a világűrbe. Ennek igen kis hányada a szemünkkel is látható fény-sugárzás. A levegő atomjait azonban nem mindenféle sugár ionizálhatja. Az atomokban az elektronokat az atommag bizonyos nagyságú erővel köti magához, így egy sugárnak legalább akkora

erőt kell kifejtenie, amekkora leválaszthatja a magról az elektront. A sugárzásokat úgy kell felfognunk, mintha energia-darabkák (energia-kvantumok) rohannának fénysebességgel. Minél rövidebb a sugárzás hullámhossza (minél szaporább tehát a frekvenciája), annál nagyobbak a száguldó energia-kvantumok. Erősségüket *elektronvoltokban* mérhetjük.

Az elektronvolt egyszerű fogalom, tulajdonképpen egy elektron kinetikus (mozgási) energiája. Meg kell azonban állapítanunk, hogy mekkora sebességgel mozog a kérdéses elektron. Tegyük tehát (légüres térben) az elektront egy kondenzátor lapjai közé. A lapok legyenek pl. 10 cm távolságra egymástól és az egyik laphoz képest a másik kapjon 10 V feszültséget. Elképzelhetjük a kondenzátor fegyverzetei között a feszültségviszonyokat: minden egy cm távolságra éppen egy V feszültség jut. Amíg az elektron, a pozitív töltésű fegyverzet felé haladva átfut ilyen egy V feszültségkülönbséggel bíró útszakaszon, alaposan felgyorsul, tehát mozgási energiája lesz. Ezt a mozgási energiát mondjuk „elektronvoltnak”. Ez az energia nagy lehet, mert az előbbi esetünkben az elektron sebessége 600 km/s lett! Képzeljük el, hogy mekkora energiákról van szó a MeV, azaz a millió elektronvolt esetében ...? Ha az elektron két V feszültségkülönbséggel bíró útszakaszon halad át, akkor 2 eV energiája lesz stb.



24. ábra. A levegő fontosabb gázainak százalékos eloszlása a magas légkörben

Ahhoz, hogy egy napsugár egy oxigén atomot ionizáljon, 13,6 eV szükséges. Ekkora energiája annak a fotonnak van, amelyhez 0,091 μ hullámhossz tartozik. Ez a hullám az ibolyafényen túl van. Egy nitrogénmolekula ionizációjához még több, 16,1 eV energia kell, rövidebb is lesz a nitrogént is ionizáló fénysugár hulláma : 0,077 μ .

Mivel nem valószínű, hogy a légkör felső részében egészen más atomok találhatóak, mint másutt, fel kell tennünk, hogy az ionosféra atomjait is csak azok a sugarak ionizálhatják, melyek a talajmentén levőket is tudnák. Ekkor pedig az ionizáció csakis az ibolyán- (jóval) túli sugarak segítségével történhetik.

Jön azonban a Napból, meg a világűr minden tájáról éppen elég anyagi részecske is a légkörbe. Ezek végtelenül apró testecskék,

esetleg atommagok csupán (mint pl. a Napból jövő hidrogénmagok, a protonok), melyeket kozmikus pornak, korpuzkuláknak stb.-nek hívnak. Igen különböző lehet a sebességük is, meg a tömegük is. Ha megvan az elegendő eV energiájuk, ők is tudják ionozni a légkör atomjait, ha nincs meg, csak ütköznek velük. Amikor a légkörbe érkeznek, rendszerint több ionizációra is telik az energiájukból. Egy-egy ütközés alkalmával energiájuknak csak egy része vész el. Amikor pedig a súrlódás miatt felmelegszenek, felizzanak, a kibocsátott sugárzásuk segítségével ionoznak. A korpuzkulák által okozott ionizáció tehát sokszor hatásosabb lehet, mint a fotonok által létrehozott. Ezek a részecskék okozzák a sarki fényeket is.

Ionizáció alatt egy elektron leválasztását értjük. Ebben a fogalmazásban bizonyos körülmények között az atomok hőkoztá mozgása, illetve ütközése miatt is lehetséges ionizáció. Pl. a negatív oxigén atom egy (felesleges) elektront hordoz magával. Ha összeütközik egy semleges oxigén atommal, és már együtt vándorolnak tovább, az elsőről az elektront egy kisebb energia is (2,2 eV) leválaszthatja. Az alacsonyabb légrétegekben, ahová kevesebb ionizáló foton juthat, az ionizáció e legutóbbi alakját az ultraibolya hosszabb hullámú sávjába eső sugarak is véghezvihetik.

A meteorok is hozzájárulhatnak a légkör ionizációjához. Nem valószínű, hogy közvetlenül a felmelegedésük által, hanem inkább az eközben kisugárzott ultraibolyafény segítségével, mint azt a kozmikus pornál is láttuk.

b) Miért szűnnek meg a rétegek?

Az ionoszféra egyes rétegeiben felhalmozódott szabad elektronok, ionok száma igen nagy változásoknak van kitéve. A nap folyamán, az éven át és rendkívüli alkalmakkor is, sokszor teljes mértékben eltűnnek, megszűnnek rétegek. Két lényeges jelenségre mutathatunk rá, melyek ismereteink szerint a megszűnést előidézhetik.

Elsősorban a már többször említett rekombinációra kell gondolnunk. Ha egy elektron összeütközik egy pozitív ionnal, könnyen megtörténhetik az újraegyesülés, rekombináció. Ha másfajta egyesülést nem vennénk figyelembe, az ionoszféra összes rétegeire érvényes lenne az a megállapítás, hogy a rekombinációnak arányosnak kell lennie az elektronok és a pozitív ionok sűrűségével (cm^3 -enkénti számával). Ha az elektronsűrűséget N_e -vel, a pozitív ionok sűrűségét pedig N^+ -al jelöljük, akkor a

$$\text{rekombináció} = \alpha \cdot N_e \cdot N^+$$

Abban az esetben, amikor ugyanannyi a keletkezett pozitív ion, mint a leszakított elektron, az egyenletet így is írhatjuk :

$$\text{rekombináció} = \alpha N_e^2$$

Az α -át *rekombinációs tényezőnek* nevezzük, mely azt jelenti, hogy mp alatt egy cm^3 -ben hány rekombináció történt.

Amikor ionképződés nincsen, illetve kevesebb ion képződik egy rétegben, mint amennyi a rekombináció folytán megszűnnék, nem keletkezik réteg, vagy ha volt, meg kell semmisülnie.

Azok a rétegek, melyeknek ionizációját a legnagyobb részben a Nap okozza, az éjszaka folyamán természetesen megszűnnek, sőt a nap folyamán is változtatják sűrűségüket a Nap állása szerint. Ha a delelő Nap irányát vesszük alapul és a többi napállást ezzel az iránnyal képezett szöggel mérjük, akkor az alsó rétegekben az ionok száma a napmagassággal a következőképpen változik :

$$N_e = k \cdot \sqrt{\cos \chi}$$

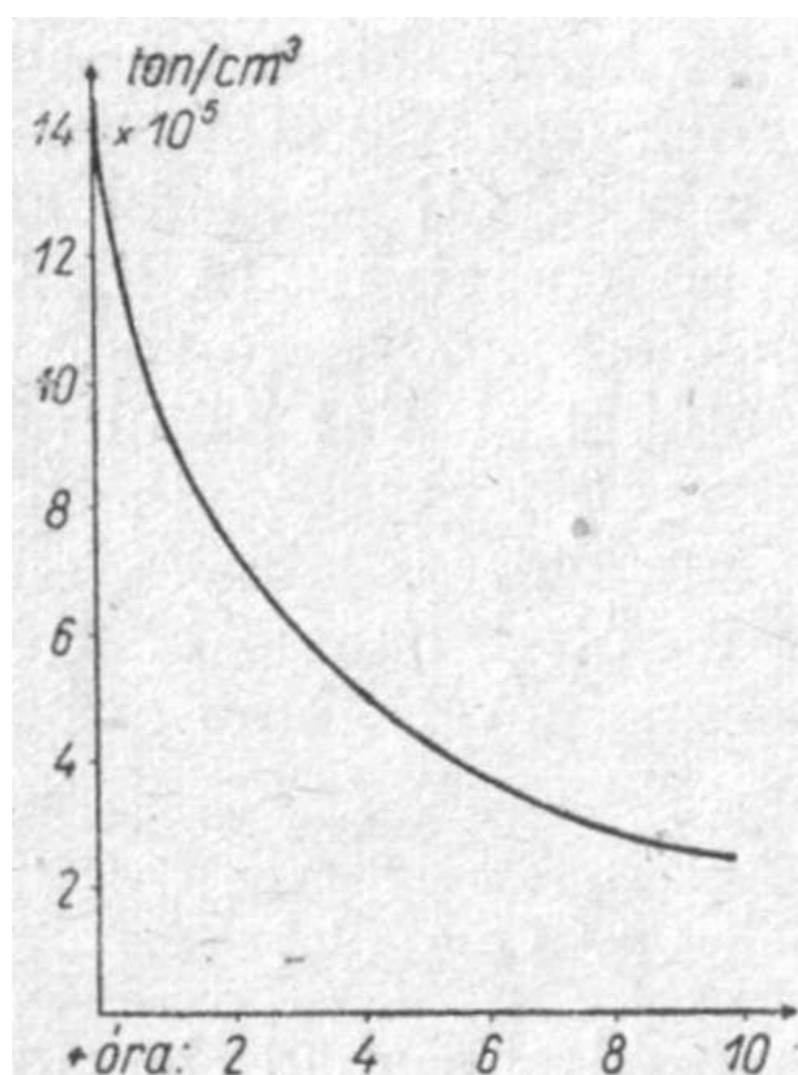
ahol a k egy, a Nap ultraviola sugárzásától függő állandó, a χ pedig a fentebb említett napállás szöge.

Rekombináció még olyan módon is történhet, hogy pl. egy negatív és egy pozitív oxigénatom találkozik. Most két semleges, de „gerjesztett” atom keletkezik, azaz a két atom egy pillanatra fényt bocsát ki. A rekombináció e fajtáját *csatlakozásnak* nevezzük.

Arra is gondolnak, hogy a sebeségüket veszített kozmikus porszemeknek katalizátor hatásuk van. Ez úgy értendő, hogy mind a pozitív, mind a negatív töltéseket átveszik az ionoktól.

Az átlagos rekombinációs tényezők a következők : az E rétegben $2 \cdot 10^{-14}$, az F1 rétegben $4 \cdot 10^{-15}$ és az F2 rétegben $8 \cdot 10^{-17}$ m^3/s .

Eszerint az egyes rétegekben, az ottani napnyugta után az iontartalom különböző idő múlva csökken a felére. Így pl. az E rétegben már 6 perc alatt, az F1 rétegben 17 perc alatt, de az F2 rétegben csak 3 és fél óra alatt.



25. ábra. Így csökken napnyugta után +2—10 óra alatt az ionok száma az F2 rétegben. Försterling és Lassen szerint

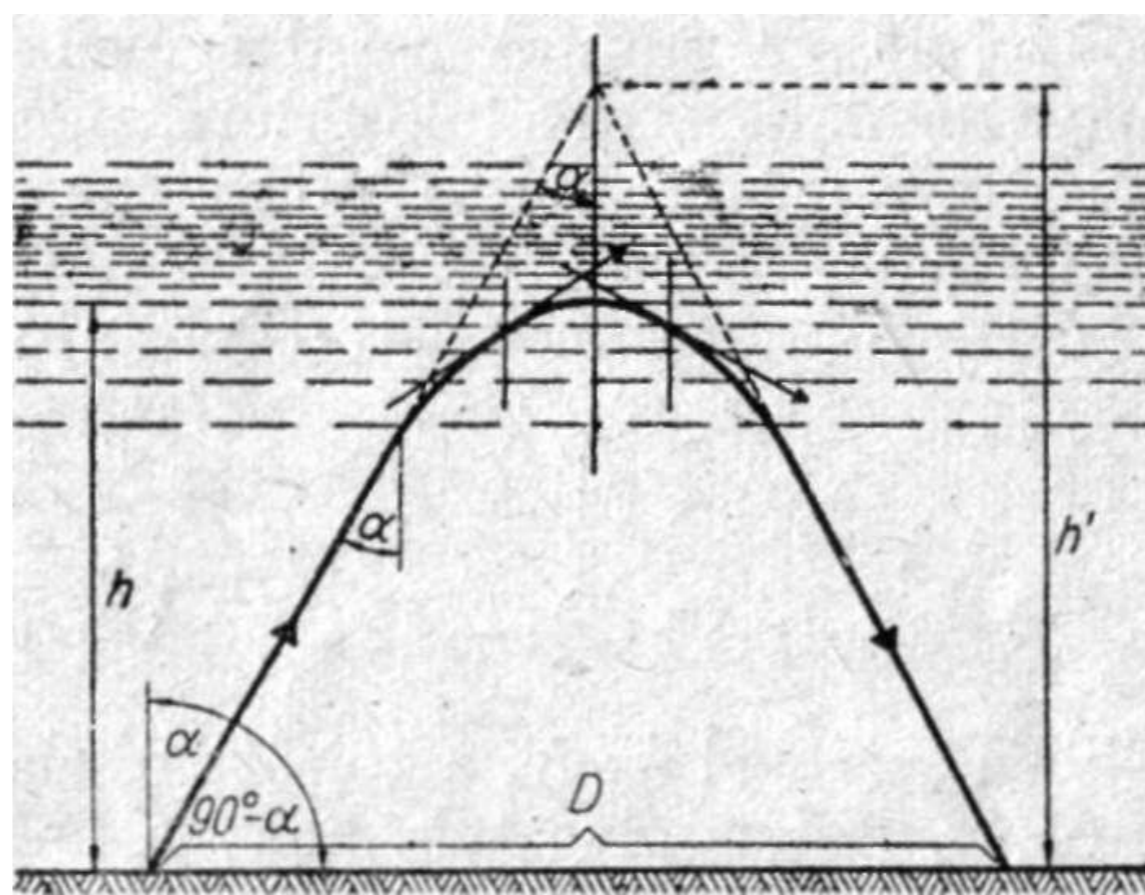
Igen valószínű, hogy 100 km-nél magasabban a légkör összetétele nem az alsóbb légrétegekben megszokott arányokban képzendő el. Ezért, továbbá a lefelé folyton sűrűsödő levegő miatt, melyben az ionok keletkezése a sugárzás erősségétől is függ, a sűrűsége pedig a rekombinációs lehetőségektől, több olyan réteget találhatunk, amelyben általában sűrűbben vannak ionok, mint másutt. Ezek lesznek az ionoszféra külön rétegei.

c) Az ionoszférarétegek általános tulajdonságai

Mint láttuk, az ionoszféra több rétegből áll. Ezeket sokszor nehéz megkülönböztetni egymástól.

Meghatározásukhoz elsősorban a magasságuk ad segítséget. Kétféle magassága lehet minden rétegnek, a *valódi*, amelyet csak számítani tudunk és a mérőberendezések által mutatott magasság, melyet *virtuális (látszólagos) magasságnak* neveznek.

Képzeljük el, hogy a talajhoz mért bizonyos szög, mondjuk 50° alatt rádióhullámot bocsátunk az ionoszféra felé. Amikor ez a hullám az ionoszféra határára ér, megszűnik további egyenes irányú futása, az új közeg beesési pontjára emelt merőleges meghosszabbításától törik meg az iránya és úgy folytatja útját. A folyton sűrűsödő ionozottság tulajdonképpen mindig újabb és újabb közeget jelent a hullám számára, az újlag törést szenved és mindig jobban elhajlik a beesési merőlegestől. Ha az ionok sűrűsége folytonosan növekszik, ez az állandó törés odavezet, hogy a hullám már vízszintes úton jár. A továbbiakban — miután kifelé jön a rétegből — már ellenkező irányban, a merőlegeshez fog törni, tehát bemenetelével szimmetrikusan jut ki az ionoszférából. Magában az ionizált részben tulajdonképpen egy görbe útja volt a hullámnak, ezt az utat kisebb sebességgel tette meg, nem akkorával, mintha normális levegőben járt volna. A *görbület magassága* lenne az a pont, ahol a hullám az utolsó törését végezte, tehát a *valóságos visszaverődési magassága*.



26. ábra

Ezt a magasságot azonban a mérőberendezéssel nem kaphatjuk meg. A magasságmérő jelzései ugyanis a hullám levegőbeni sebességére vonatkoznak, vagyis a fénysebességre s így akkora magasságot jelez, amelyet a rádióhullám ugyanannyi idő alatt fénysebességgel tett volna meg.

Azt a magasságot tehát, amelyet a rádióhullám a visszaverődése időpontjáig *fénysebességgel* tett volna meg, *virtuális (látszólagos) magasságnak* nevezzük. Azt a magasságot pedig, amelyen a visszafelétörése elkezdődött, valódi magasságnak. A virtuális magasság jele h' a valódié h . Általában a virtuális magasságokat közlik, miután az ionoszféra vizsgáló berendezések ezt azonnal adják.

Az ionoszféra valódi magasságát a (most ismertetésre kerülő) kritikus frekvencia és sok virtuális magasságmérés, továbbá bonyolult számítások segítségével állapították meg. Ezeket a magasságokat a rakétakísérletek igazolták.

Egy másik fontos adata az ionoszférarétegeknek az ionsűrűség.

Emlékezzünk még a törésmutató négyzetes kifejezésére :

$$n^2 = 1 - \frac{4\pi \frac{Ne^2}{m}}{(2\pi f)^2}$$

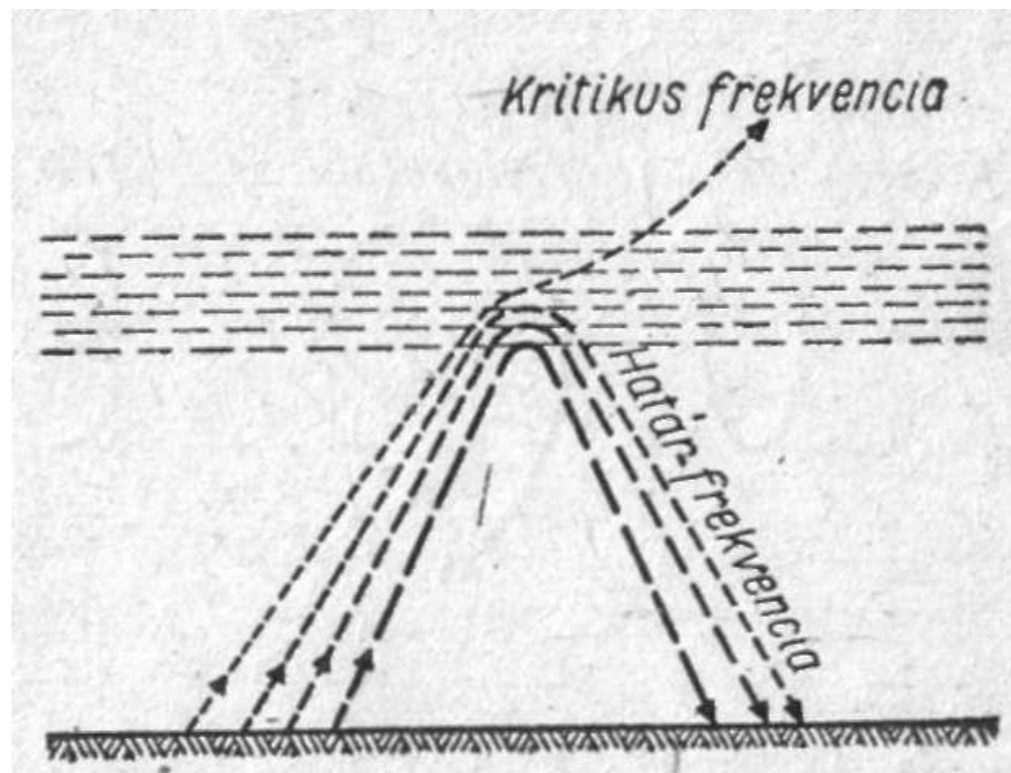
Ebben szerepel az N , a töltött részecskék száma, az ion (elektron) sűrűség. Azt is olvastuk, hogy a hullám akkor fordul vissza, amikor ennek a törésmutatónak az értéke éppen nulla lesz. Kell tehát lennie egy bizonyos hullámhossz esetében akkora N sűrűségnek, amekkoránál a jobb oldal második tagja is egyenlő eggyel, mert ekkor lehet csak $n^2 = 0$. Abban az esetben tehát, amikor f frekvencia használatánál a hullám olyan N sűrűségű rétegbe ért, mely már visszafordította, vagyis amikor éppen a visszaverődés magasságában volt, igaz a következő egyenlőség :

$$\frac{4\pi \frac{Ne^2}{m}}{(2\pi f)^2} = 1$$

Nem kell hozzá különleges mennyiségtani ismeret, könnyen megállapítható bármekkora frekvenciához az éppen még visszaverő ionsűrűség.

A hullámterjedés számára azonban az ionsűrűség nem közvetlenül szükséges adat. A dolgot meg is fordíthatjuk: ha az ionsűrű-

séget akarjuk tudni, addig növeljük folytonosan a frekvenciát, míg végül elérünk egy olyan értékhez, amely már nem verődik vissza egy bizonyos rétegen. Minden rétegnél találunk a folytonosan növekvő frekvenciák végső értékeként egy olyan frekvenciát, melyet az illető réteg még éppen visszaver (ha tovább növeljük, már átengedi). Ezt a még éppen visszaérkező frekvenciát nevezzük *határfrekvenciának*. Azt a frekvenciát pedig, amelyet az illető réteg már éppen átengedett, a rétegre vonatkozó *kritikus frekvenciának* mondjuk. Újabb meghatározás szerint a kritikus frekvencia alatt az a frekvencia értendő, mely az illető rétegen függőlegesen felfelé is és lefelé is átmegy. Ennek a meghatározása nehezebb, különleges, sok feladatot megoldó berendezés szükséges hozzá.



27. ábra

Minden eddig felsorolt esetben függőleges beesésről van szó, más szög alatt történő behatolás egészen más határfrekvenciákat is eredményez.

Gyors számítások céljára igen alkalmas a következő összefüggés:

$$\text{kritikus frekvencia}_{\text{kHz}} = 9 \cdot \sqrt{N}$$

Ebből tehát hozzávetőlegesen azonnal megmondhatjuk valamely rétegben a töltéshordozók számát, csupán az illető réteg kritikus frekvenciájára van szükség, melyet kHz-ekben kell behelyettesítenünk. Ez a képlet természetesen nem veheti figyelembe sem a Föld mágneses terét, sem pedig a csillapítást.

A kritikus frekvencia jele f_c .

Ismerjük már az elektronok mozgását az ionoszférában. Tudjuk, hogy a hullám terjedése irányában rezgéseket végeznek és rezgések eredménye a továbbjutó rádióhullám. Ehhez azonban még azt is hozzá kell fűznünk, hogy ez a mozgás sohasem lehet egyenes irányú. Az ionoszféra messze van ugyan a Föld felszínétől, de a földmágnesség ereje ott is érvényesül. Még mindig akkora ott a mágneses térerősség, hogy megváltoztatja az ionok, elektronok egyenesvonalú mozgását. Amint a fizikai kísérletekből ismerhetjük, a mágneses tér elmozdítja az áramot vezető huzalt, itt pedig az áramként mozgó elektront. Ha az elektron a szapora frekvencia

miatt gyorsan mozog, akkor a mágneses tér (az egyenes vonal helyett) ellipszisek leírására kényszeríti az elektront. Lesz azonban egy olyan frekvencia, amelynél az ugyanakkora erősségű mágneses



28. ábra

tér már úgy kimozdítja az elektront, hogy az nem tér vissza az ellipszis eredeti vonalába, hanem spirális vonalon kezd mozogni. Ezt a kifejezést, hogy „kezd mozogni”, szinte szóról szóra kell értenünk. Az elektron *ennél a bizonyos frekvenciánál még nem ír le spirális*

pályát, hanem tulajdonképpen egy folyton növekedő sugarú kör mentén halad. A gerjesztő frekvencia tehát olyan mozgásra bírja az elektront, amely mozgásból nem következik majd semmiféle hullámhosszal bíró elektromágneses rezgés. Talán lehetne valaminő érdekes jelenség ebből is, ha az elektronok végrehajthatnák megkezdett mozgásukat. Ahhoz azonban túl sűrű a levegő, hogy ütközések nélkül akár csak mm-es nagyságrendű mozgásokat is végezhessenek. A gerjesztő hullám által okozott mozgás tehát számunkra a hullám közvetítése terén eredmény nélkül végződik: a rádióhullám elnyelődik, távközlésre nem alkalmas. (Girofrekvencia.)

Éppen azért, mert ezen a frekvencián a felküldött hullám energiája teljesen egy adott légrétegben (az E réteg magasságában) marad, és mert csupán az elektronoknak az atomokkal történő összeütközésében vesz el, lehet arra gondolni, hogy rádióhullám segítségével gerjesszük ennek a légrétegnek (egy bizonyos nagyságú felületén) az atomjait. Ehhez csupán kW energia szükséges. Kiszámították, hogy egy millió kW energiával, 1,3 MHz frekvencián, bizonyos antennairányítás mellett kb. 10 ezer km² égbolt felületet lehetne kivilágítani holdfényességgel.

Hosszabb hullámokon, 1,3 MHz-nél kisebb frekvenciákon az elektronok már valóban spirális pályán mozognak. A rezgésidő fele alatt a frekvenciától függően több spirális is megtesznek, a másik félidő alatt ugyanazt visszafelé.

Az elektronoknak az eddig jelzett különös mozgásai miatt a keletkező hullám sem lesz ugyanolyan, mint a gerjesztő. Megváltozik a polarizációs síkja is, azonkívül széjjelbomlik két külön hullámra, ezek közül az egyiket *rendes*, a másikat *rendkívüli* hullámnak nevezzük. A két hullám különböző utakon halad, más a fázissebesége, tehát más magasságban törik meg, más lesz a *rendes* és a *rend-*

kívüli hullám határfrekvenciája is (a kettő közötti különbség jellemző az ottani mágneses térre). A rendes hullám jele f^o , a rendkívülié f^k . Rádióösszeköttetésekre mind a két hullám használható. Természetesen más lesz a két hullám kritikus frekvenciája is (f_c^o és f_c^k a jelük).

Amennyiben a rendes hullám jelét valamely réteg jelző betűje elé tesszük, az együttes rövidítés a réteg határfrekvenciáját jelenti. Így pl. az f^oE az E réteg határfrekvenciája a rendes hullámmal. Ugyanígy lehet: f^kE az E réteg határfrekvenciája a rendkívüli hullámmal.

A vastag rétegeknél, melyekben a hullám sokáig tartózkodik, a hosszú idő miatt — mint említettük — a vizsgáló berendezés folyton emelkedő magasságot mutat. Ez az emelkedés egyúttal jól felhasználható a határfrekvencia megállapítására is. A vékony rétegeknél ez a gyors magasság-emelkedés nem mutatkozhat, itt egyszerűen megszakad a visszavert jel folytonossága. Az ilyen esetekben, a vékonyabb rétegeknél (pl. az E_s -nél) az is előfordul, hogy a réteg nem folytonos takaróként szerepel, amelyen semmi áttörési lehetőség nincsen, hanem sok apróbb vagy nagyobb darabokból, ún. ionfelhő-darabokból áll. A közökben átmegy a felküldött rádióhullám és a felsőbb rétegekről visszaverődve, visszafelé is átjön a lyukakon, ugyanakkor azonban a felhődarabokon vissza is verődik a hullámok egy része. A frekvencia folytonos növelésével elérkezünk olyan frekvenciához, amely már minden felhődarabon is áthatol. Ezt a frekvenciát azonban nem határ- vagy kritikus-frekvenciának nevezzük, hanem egyszerűen vég- vagy csúcsfrekvenciának (*top-frekvencia*).

d) Az ionoszféra csillapítása

Az ionoszférába jutott hullámok rezgésbe hozzák az ottani ionokat, illetve elektronokat, ezek a fentebb említett pályákon mozognak. Minél alacsonyabban történik ez a művelet, vagyis minél sűrűbb azon a helyen a levegő, annál több esetben fordul elő, hogy a megmozdított elektron nekiütközik egy gázmolekulának. A molekula kapott ezzel egy lökést, az elektron pedig teljesen elvesztette a saját mozgási energiáját. De, ha nem veszítette volna el, akkor sem hasznosabbé a mozgása, mert az ütközés után sem az irány, sem a sebesség nem lehet többé a továbbítandó hullám szempontjából helyes. Az így, ebből a mozgásból keletkezett hullámok teljesen használhatatlanok. A gerjesztett hullám így végeredményben kevesebb elektron mozgásából ered : gyengébb lesz,

kisebb lesz az amplitudója. A csökkenő amplitudójú rezgéseket csillapított rezgéseknek nevezzük. A hullám ilyenformán addig csillapodhatik, amíg teljesen el nem vész. Ez utóbbi esetben teljesen „elnyelte” az ionosféra (abszorbeálta). Ilyen nincsen mindennap, de részleges *abszorpció*, elnyelés állandóan van. Az abszorpció nagysága, az elnyelt energia mennyisége, nyilvánvalóan függ az elektronoknak a gázmolekulákkal történő mp-enkénti ütközési számától, ez pedig függ a gáznyomástól és az elektron hőmozgási sebességétől, de független a hullám frekvenciájától. Maga az abszorpció mégis frekvenciafüggő, amennyiben a legnagyobb elnyelés a girofrekvencia körzetében van. Az ettől nagyobb vagy kisebb frekvenciákon az elnyelés kisebb mértékű lesz.

A csillapítás mértékéül vesszük az adott távolságot befutott hullám végső és kezdeti amplitudóinak hányadosát. Ha a felhasznált hullám frekvenciája többszöröse a girofrekvenciának, a kérdéses réteg kritikus frekvenciájánál pedig jóval kisebb, akkor az energiaveszteség fordítottan arányos a frekvencia négyzetével.

Az abszorpció számítása igen nehéz és nem hálás feladat. Inkább tapasztalati úton, statisztikákkal megállapított abszorpciókat vesznek figyelembe. Sok esetben a térerősség képletébe helyezik el az *abszorpció tényezőt*. Egy visszaverődés után pl. a következőképpen lehet figyelembevenni az ionosféra által okozott elnyelést:

$$E_t = p \frac{120 \pi J h}{\lambda r} \cdot e^{-\beta r} \cdot \cos \vartheta$$

Ebben az összefüggésben az E_t a térhullám, p a kérdéses réteg reflexiós tényezője, r a hullám által megtett összes úthossz, ϑ a hullám kiindulási irányának a talajjal bezárt szöge és végül

$$\beta = \frac{5 \cdot 10^{-8}}{\sqrt{\lambda}}$$

A többi betű már ismert.

Láthatjuk, hogy a számítás sok bizonytalanságot hordoz magában, mert az adatokat nem tudjuk pontosan megállapítani.

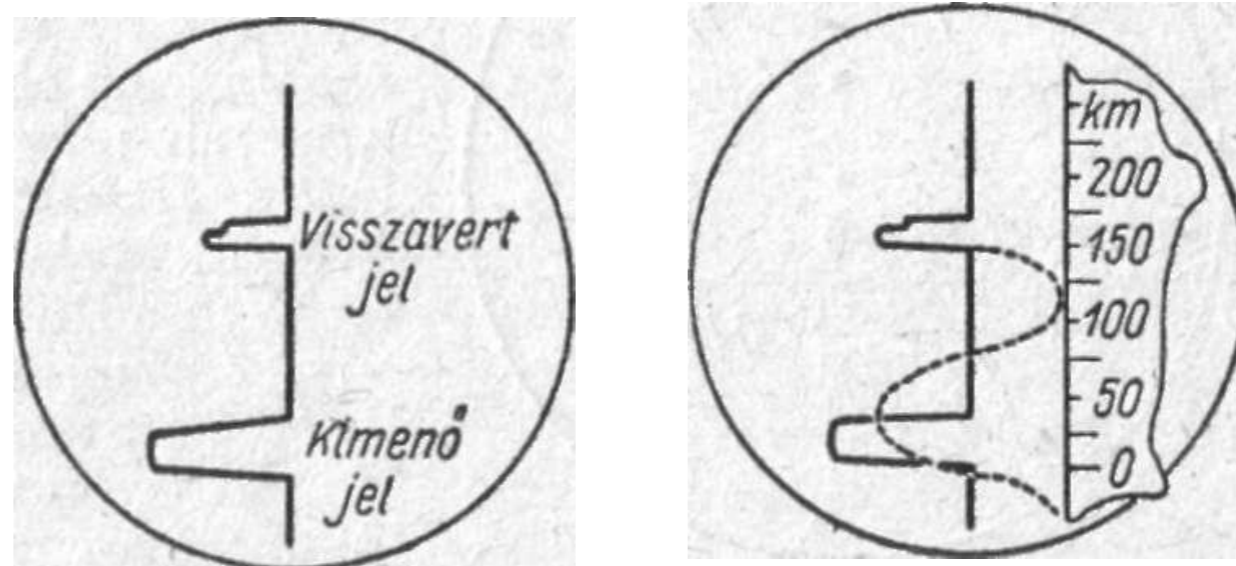
Legtöbbet érnek azok a rövid, alig néhány tagból vagy tényezőből álló képletek, melyeket az egész világra érvényes térképek, táblázatok és nomogramok segítségével lehet megoldani és amelyek — tapasztalati adatokból lévén összeállítva — igen jó megközelítéssel adják meg bármekkora távolságra a várható térerősség-értékeket,

e) Az ionosféra vizsgálata

Az ionosférakutató állomások berendezései elvileg már az egész világon megegyeznek, legfeljebb gyártási típusokban, kidolgozásban stb.-ben térhetnek el egymástól.

Az elv a visszhanggal történő mérés elve. Itt természetesen hang helyett rádióhullámot használunk. Egy rádióállomás igen rövid idejű, rendszerint

100 μ s, azaz egy tizedezred mp-ig tartó hullámimpulzust sugároz a magasba. Az adókészülék mellett közvetlenül ott van a vevőkészülék is, mely a kiadott impulzust azonnal veszi. A következő impulzus 0,02 mp múlva indul, vagyis egy mp alatt éppen 50 lesz az impulzusok száma. A közbeeső idő alatt a függőlegesen felküldött hullám visszaverődik valamelyik rétegről



29. ábra

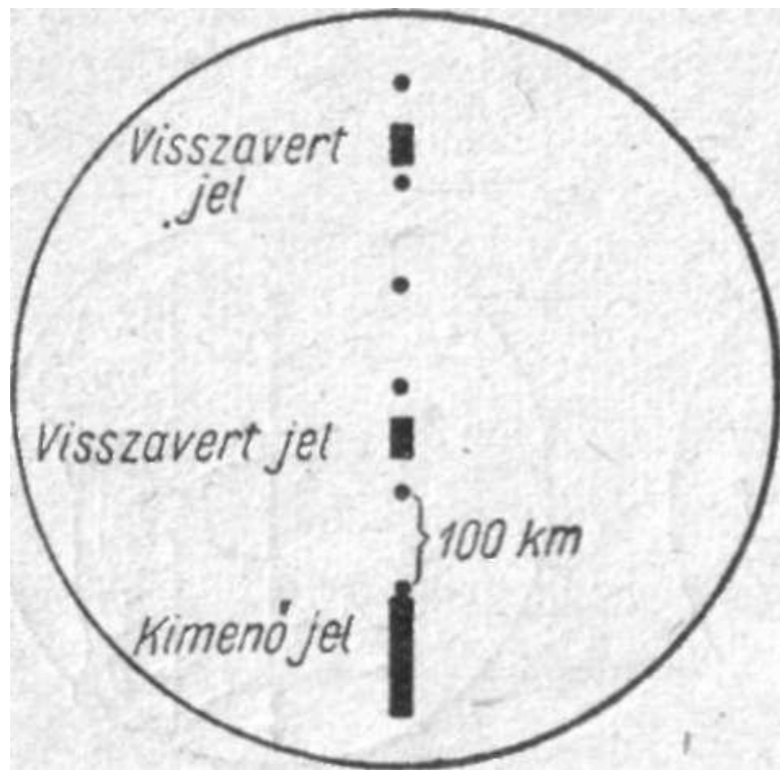
és ismét a vevőkészülékbe jut. Legyen ez a réteg, ahonnan a visszaverődés történt 150 km magasan. Akkor a hullám oda fel és vissza összesen 300 km-t tett meg. Ennyi távolságot — a fénysebességgel számolva — éppen egy ezredmásodperc alatt fut be. Eszerint a készülékünk az impulzus indulása után egy ezred mp-cel jelzi a hullám visszaérkezését. Nem szükséges magyarázni, hogy ilyen rövid idő alatt lezajló művelet jelzéséhez semmi mást nem használhatunk, csak katódsugárcsövet. Ennek elektronsugarát olyan gyorsan mozgatjuk, hogy pl. két ezred másodperc alatt végigfusson az ernyő egyik szélétől a másikig. Állítsuk a sugár indulását az impulzus indulásával egy időre. Ekkor a kiinduló impulzus mindjárt a sugár útjának elején megemeli a leírt vonalat, aztán az ernyő közepe táján ismét kisebb emelkedést okoz (a visszavert hullám nyilván gyengébb lesz, mint az adókészülék mellett felfogható). Azzal a feltételezéssel tehát, hogy a hullám az egész útját fénysebességgel tette meg, az oszcilloszkóp ernyőjén megmérhetjük a megtett út hosszát.

Először arról kell gondoskodnunk, hogy az elektronsugár 100 μ s alatt véghezvitt mozgásait egyáltalában megláthassuk. Ha a felemelkedések csak egyszer történnének meg, szó sem lehetne mérésről, tekintettel azonban arra, hogy egy másodperc alatt 50-szer megismétlődik a hullám kibocsátása és visszaverődése és így az oszcilloszkópon a két felemelkedés is, az ernyőn a képet úgy látjuk, mint a moziban a vásznon: állókép lesz, amelyen méréseket is hajthatunk végre.

Még az egy ezred mp időtartamnak megfelelő hosszúságot is könnyen „rátehetjük” az ernyőre. Csupán 1000 Hz-es frekvenciát kell lerajzoltatnunk az elektronsugárral: a hangfrekvencia görbéjének két azonos fázisú pontja között éppen egy ezred mp lesz az időkülönbség. Ezt a hosszúságot felrajzoljuk egy papírcsíkra, felosztjuk pl. 15 részre és az ernyőre helyezzük. Ha máskor a hullám kissé magasabbról vagy alacsonyabbról tér vissza, csak le kell olvasnunk a mérőpapírosról a magasságot (a mérőszalagra természetesen csak a megtett út felét, a magasságot rajzoljuk fel).

Ha az adókészülék hullámhosszát csökkentjük, a visszavert jelet mindig magasabbról kapjuk. A törésmutatóból lehozott képlet értelmében ugyanis a nagyobb frekvencia a sűrűbb iontartalmú, a legtöbb esetben a

magasabban levő rétegekből verődik vissza. A frekvenciát növelve, a visszavert jel tehát mindig magasabban jelentkezik, majd egyszerre eltűnik. Most menjünk vissza arra a frekvenciára, amelyet az előbb még éppen visszakaptunk : ez lesz az ún. határfrekvencia.

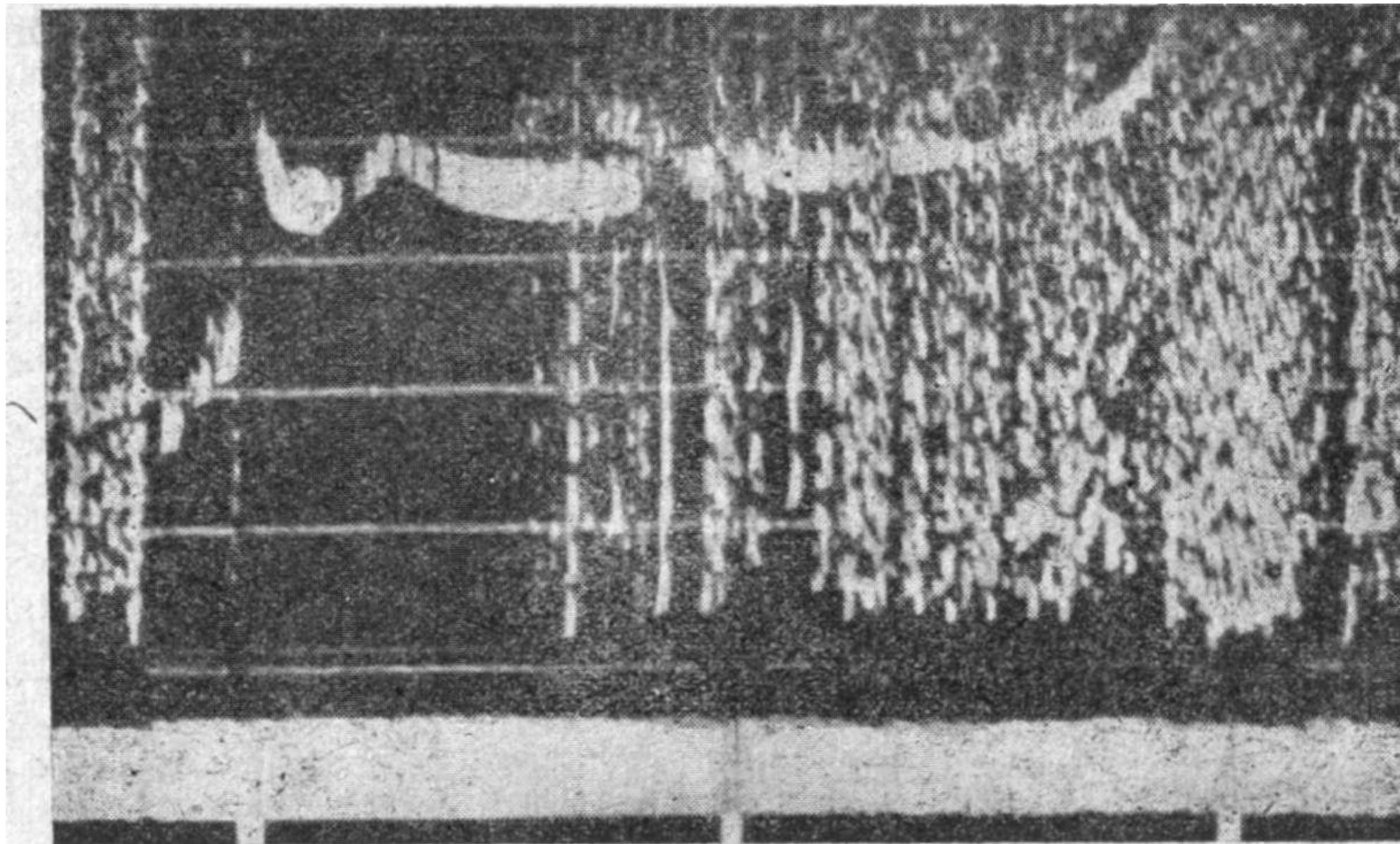


30. ábra

Az ionoszféravizsgáló készülék ernyőjéről tehát akár közvetlen lépték segítségével leolvashatjuk a virtuális magasságot, az adó hangoló-forgókondenzátorának skálájáról pedig a határfrekvenciát.

Az észlelések valóban így folytak egy darabig, az elektronika gyors fejlődése azonban ma már sokkal tökéletesebb készülékek gyártását is lehetővé teszi. Így pl. a frekvenciaváltoztatást motorral végzik, mely mind a vevő-, mind az adókészüléket egyszerre ugyanarra a frekvenciára hangolja, illetve ugyanekkor a frekvenciaváltoztatást teljesen folyamatossá teszi. Az oszcilloszkópon nem az elektronsugár által megemelt impulzusalak jelzi a kibocsátott vagy visszavert hullámot. Az elektronsugár csak egy vonalat ír le, ez azonban nem látszik az ernyőn. Mihelyt azonban az adó az impul-

zust adja, vagy az visszaérkezik a magasból, rögtön felvillan a sugár útja.. A leadott és visszavert jelek tehát egy-egy vonást mutatnak csupán. A visszavert jel vonása a magasság szerint vándorol fel és le. Az ernyő előtt filmszalagot futtatnak és így a frekvenciaváltozás közben történt magasságváltozásokat egy folyamatosan emelkedő görbe adja. Az ernyőre egy külön kis

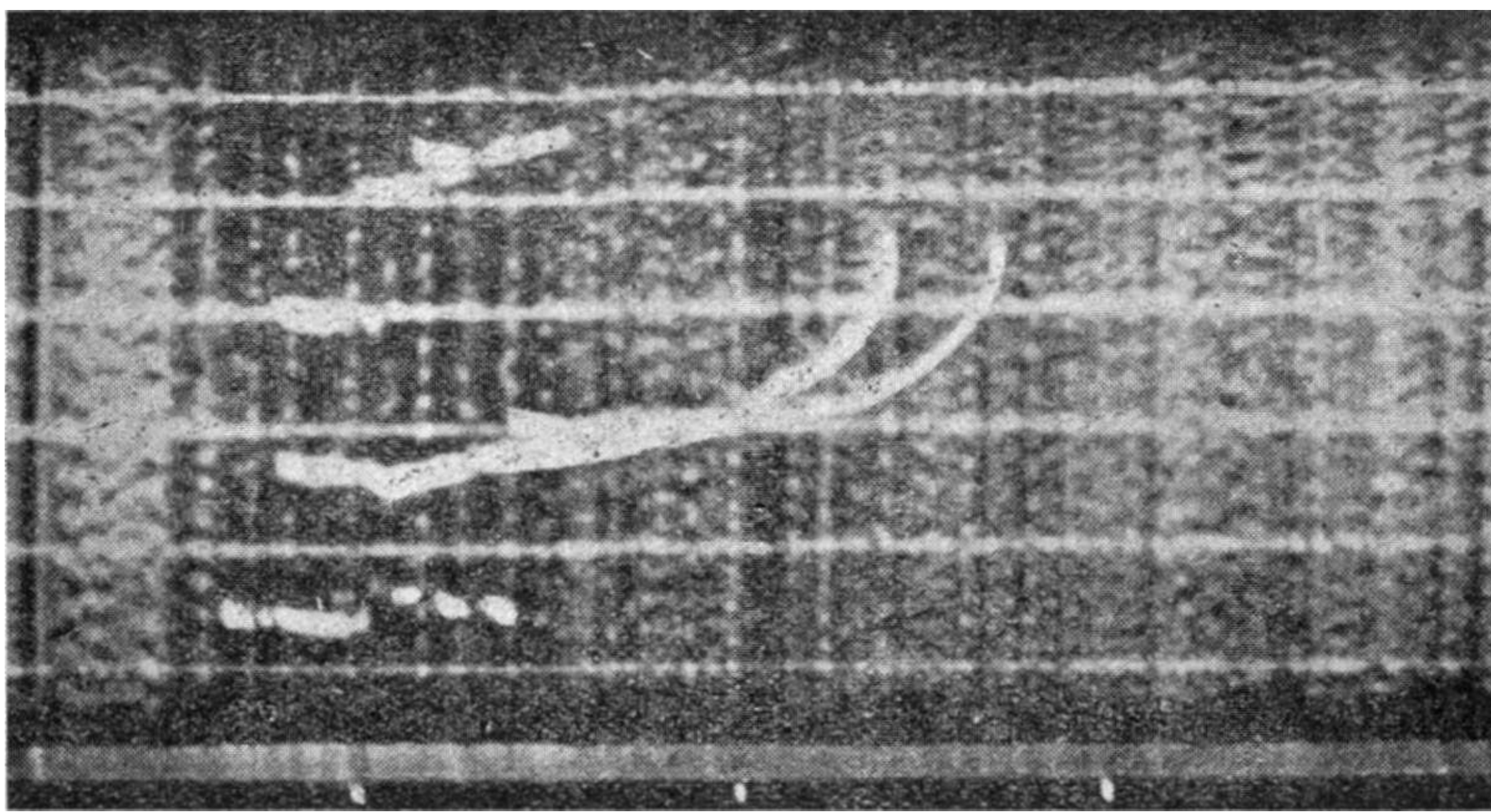


31. ábra. Ionosféra metszetkép. Az alsó vastag, tetején egyenetlen szélű vonás, a kimenő impulzus képe. A szaggatott függőleges vonalak rádióállomások jelei. A rajtuk áthúzódnó, baloldalt kampóval kezdődő csík a $h'f$ görbe, az ionogram.

készülék magassági pontokat is rak fel, egy pontköz 50 vagy 100 km-es magasságot jelent. A lassan mozgó filmszalagon a pontok vékony vonalat húznak, ez lesz a magassági jel. Egy másik készülék minden egész MHz-nél (a frekvencia folytonos növelése közben) jelet ad az ernyőre (pl. egy kis vonást). A filmen ez is látszani fog, innen tudjuk majd, hogy valamely visszaverődési pont milyen hullámhosszúságú lehetett.

A kész kép, melyet a filmen látunk, az *ionogram*, tulajdonképpen az ionoszféra rétegeinek magasságát mutatja a frekvencia függvényében. Éppen ezért az ilyen képen levő vonalnak *h'f görbe* a neve.

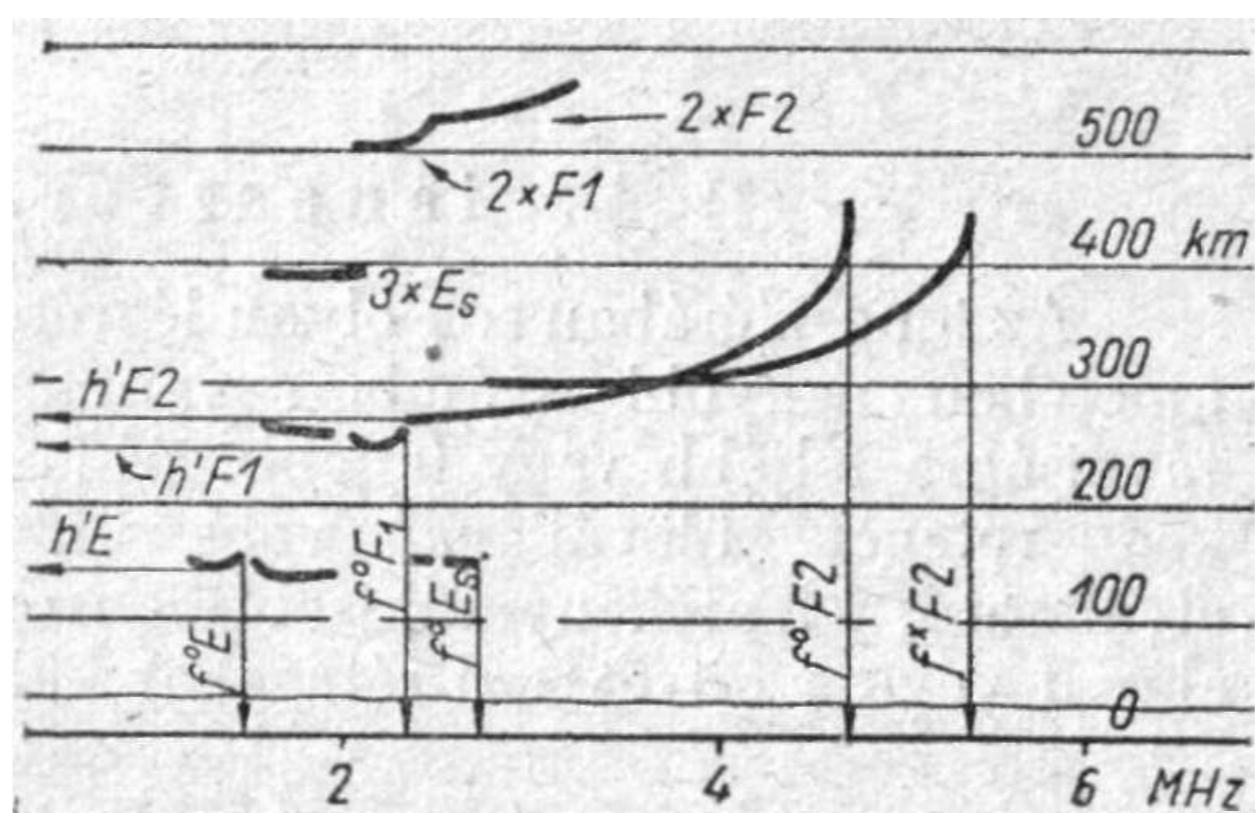
Nálunk ezeket a képeket „metszet-képnek” neveztük el, mert az ionoszférát úgy tárja elénk, mintha a légkört egy függőleges metszetben szemlélnénk.



Az éppen fényképezett ernyőt természetesen a készülék működése közben nem láthatjuk. Ezért a modern készülékeken van egy külön oszcilloszkóp, nagyobb és utánvilágító ernyővel. Ezen rövid ideig ugyanazt a képet láthatjuk, amelyet a másik ernyőn fényképeztünk. Ez a „néző-ernyő” még arra is alkalmas, hogy a pillanatnyi adatokat megbecsüljük róluk. A filmet ugyanis előbb előhívni, fixálni stb. kell, tehát az észleléskor azonnal adat nem állana rendelkezésünkre.

Az adatok pontos kiértékelése azután a filmről, illetve megfelelő nagyítással kivetített képről történik.

A nemzetközi előírás szerint minden óra kezdetén kell



32. ábra. Mit olvashatunk le az ionogramról? A balfelé mutató nyilak az E, F1 és F2 rétegek virtuális magasságát ($h'E$ stb.) adják meg a vízszintes magassági skálában, km-ben. A görbe kis megugrásai adják a vízszintesre rajzolt MHz skálán az E stb. rétegek határfrekvenciáit, a lefelé álló nyilak idemutatnak. A kétfelé vált hullám jobb ágát a földmágnesség térítette el. Balra fenn a többszörös visszaverődés nyomai látszanak.

egy-egy mérést végezni. A kutatási szempontok azonban sokszor megnövelik az észlelési adatok számát. A mérések általában az egész világon egy vagy másfél MHz-től kezdődnek és 15—20 MHz-nél fejeződnek be. Ezt a sávot a berendezés adó- és vevőállomása 10—20 mp alatt végigvizsgálja..

Az ilyen készülékhez igen nehéz valóban megfelelő antennát készíteni. Nincsen olyan típusú antenna, mely ilyen széles sávra egyenletes kisugárzást biztosítana. Ezért aztán nagyobb energia szükséges ahhoz, hogy mégis minden sávon elegendő jusson a magasba. Ahhoz, hogy az ionoszféráról visszaverődést kapjunk, nem lenne szükséges még egy kW sem, de a vevőkészülék nemcsak az általunk kibocsátott, hanem a mindenholonnan jövő, a hangolásnak megfelelő hullámokat is veszi. Arra van tehát nagy szükségünk, hogy a saját visszavert jelünk erősebb legyen, mint a többi állomás ideérkező jele. Ezért ma már általában 10—15 kW energiával dolgoznak az ionoszféra-kutató állomások. Ez az energia azonban csak a kibocsátás pillanatában a 100 μ s időtartamig terheli az adót, úgy mondjuk tehát, hogy az impulzusteljesítmény lesz 10—15 kW.

Egy-egy jól sikerült ionoszféra metszetképről nagyon sokféle adatot lehet leolvasni, melyeket egyrészt a hullámterjedési, másrészt a geofizikai kutatások használnak fel. Nyers leolvasási adatokként általában a következők szerepelnek : az egyes rétegek *minimális virtuális magasságai* (ezeket jelölik tulajdonképpen h' -val), ugyanezen rétegek *határfrekvenciái* vagy *vég frekvenciája*, ezek kapják az f^o , illetve f^x jelölést, az utóbbi esetben a mágneses eltérítés figyelembevételével.

A $h'f$ görbe azért is hasznos, mert megfelelő léptékben készített bizonyos görbesereg segítségével azonnal megadja a pillanatnyilag használható frekvenciákat a különböző távolságok áthidalására.

Ugyanezek a görbék egyúttal szemléltető képet is nyújtanak az ionoszféra rétegződésére, ionsűrűségi gradiensére vonatkozólag. Leolvashatjuk belőlük, hogy melyek azok a hullámsávok, amelyeken nagyobb az ionoszféra abszorpciója. Ezekon a sávokon ugyanis a görbéket csak kisebb erősséggel észlelhetjük, esetleg teljesen el is maradnak, ha valahol az abszorpció teljes mértékű.

f) Az ionoszféra rétegei

Az ionoszférában sok olyan légréteget különböztethetünk meg, amelyben nagyobb számban vannak ionok, mint attól kisebb távolságra feljebb vagy lejjebb. Ahhoz, hogy egy ionokban bővelkedő réteget különállónak vehessünk, szükséges egy, illetve két elválasztó, jelentékenyen kisebb ionsűrűségű légréteg. Ezt az elvet alapul véve a következő rétegeket különböztethetjük meg :

C réteget,	melyet	10-40	km között
D	„ „	70-100	„ „
E	„ „	100-150	„ „
F „	„ „	200-600	„ „ és
G	„ „	600	km felett találunk.

A C réteg észlelése nehéz, valószínű, hogy nincs mindig. A D réteg szintén elég ritka ahhoz, hogy a szabványos vizsgáló berendezésekkel észleljék. Az E réteget már állandóan vizsgálják, sok esetben kettősséget is tapasztalnak. Ilyenkor a felső E réteget E2-nek nevezik. Az F réteg még sűrűbben hasad több kisebb rétegre. Általában legalább két részből áll. Ilyenkor az alsó F1, a felső F2. Tekintettel arra, hogy a felső réteg állandóan megtalálható, olyankor is F2 marad a neve, amikor alatta nincs semmi más réteg. Ha több részre hasad, akkor a legalsó F0 a következő F1 nevet kap. Egy még eközben is jelentkező különleges réteget F1-nek mondhatunk. A G réteg is ritkábban jelentkezik, illetve nem minden készülék alkalmas észrevételére és így még kevésbé ismerjük.

Vannak ezen kívül még olyan ionoszférarétegek, amelyek keletkezése különleges okokra vezethető vissza. Ezeket nem sorolhatjuk be a fentiek közé, mert ezeknél hallgatólagosan a napsugárzás-eredetet is számításba vettük. Sajnos teljesen azt a szempontot sem lehet követni, mert pl. az F2 réteg éjszakai jelenléte vagy még inkább hajnali fennmaradása nem igazolja a napsugár-eredetet.

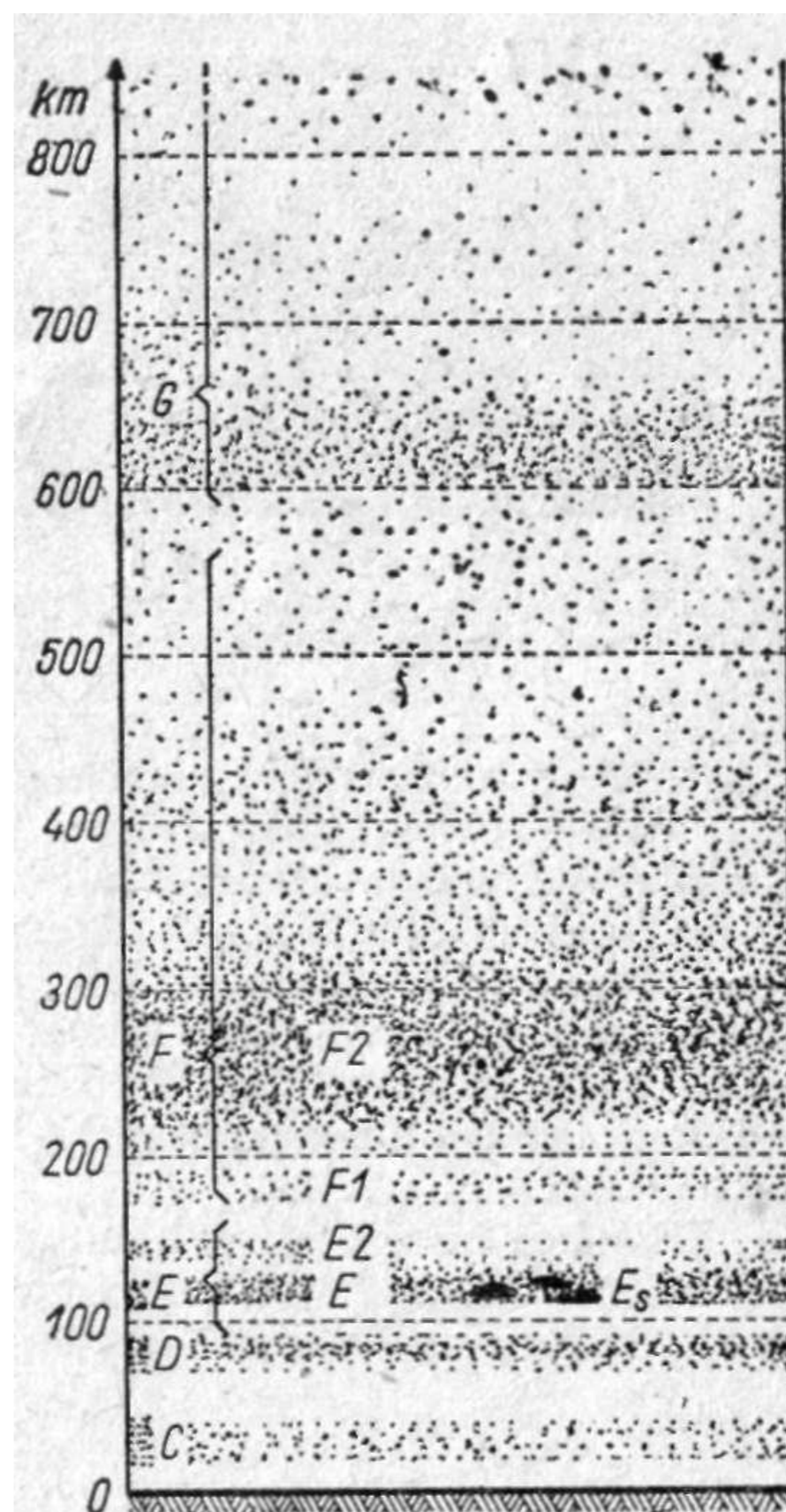
Ilyen különleges rétegek pl. a következők :

E_s , azaz szporadikus E réteg

F_s „ „ F „

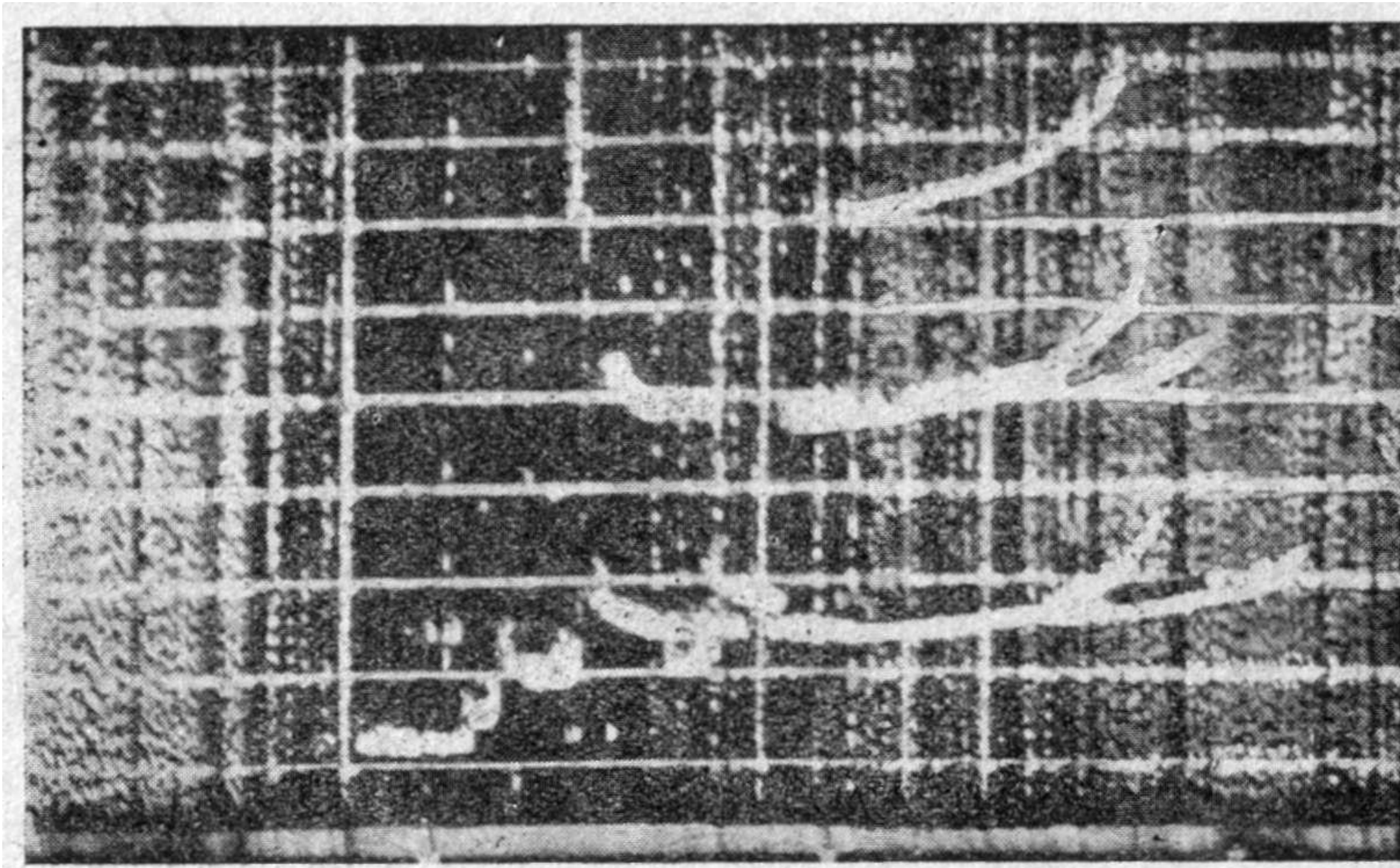
továbbá külön jelölés nélkül a sarkifényhez hasonló és a meteorok által okozott rétegek. Ez a legutóbbi rétegnek nem is nevezhető, az előbbinek pedig alkalmasabb neve lenne a korpuszkuláris réteg, mert így az okozóról neveznénk el és nem egy ugyanabból az okból eredő jelenségről.

A metszetképeken gyakorta látott sok, egymáshoz nagyon hasonló menetű görbe nem mind jelent más és más réteget. Amennyiben az abszorpció nem fogyasztja, gyengíti le a hullám



33. ábra. Az ionoszféra rétegei (téli állapot), nyáron az F2 magasabban van.

energiáját sem az ionoszférában, sem pedig visszaérkezéskor a talajon, akkor innen újra a magasba indul és ismét eléri az ionoszférát, ahonnan visszaverődve megint a vevőkészülékbe jut. Az oszcilloszkópon tehát kétszeres távolságban, illetve magasságban látjuk viszont. Ugyanígy oda-visszaverődéssel többször is megjárhatja a hullám az utat, ha a talaj és a légkör közben nem nyeli el. Előfordult már 10 — 12-szeres visszaverődés is.



34. ábra. Példa a többszörös visszaverődésre. Az F2 réteg (a két ágban végződő csík) háromszoros visszaverődést adott. A harmadiknak csak kis részlete látszik (Budapest, 1955. II. 18. 1400)

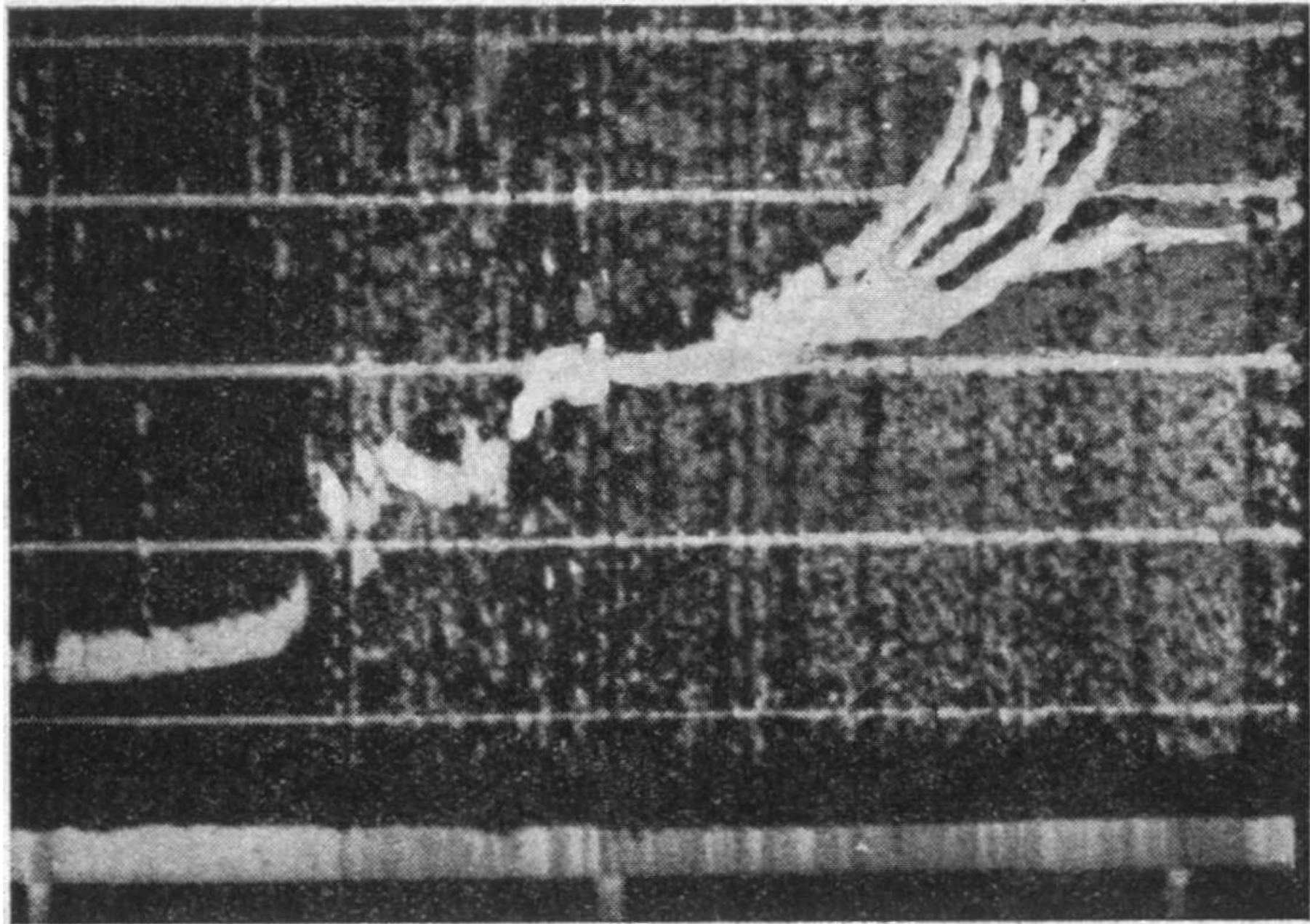
Különleges formájú visszaverődéseknek se szeri, se száma. Előfordul pl., hogy egyes rétegek nem folytonosak, hanem kisebb-nagyobb gomolyokból, rög alakú felhődarabokból állanak. Közöttük átmehet a rádióhullám, de vissza is verődik róluk. Az átment és fölülről visszafelé jövet ezeken a rögeken szétszóródó hullámok több, és egyben feltétlenül hosszabb utakon érkeznek vissza a vevőkészülékhez. A hosszabb utak miatt később, tehát látványosan kissé magasabbról. Ahhoz kevés az útkülönbség, hogy külön látszódnak és így csak megvastagítják a visszaverődés görbáját, a tetejét elmosódott szélűvé alakítják.

Máskor az erőteljesebben működő földmágnességi térerősség a már egyszer szétválasztott hullámokat még újlag is széthasítja és így olyan képet nyújt az ionogram, mint egy szétbomló szalagsomó.

C réteg

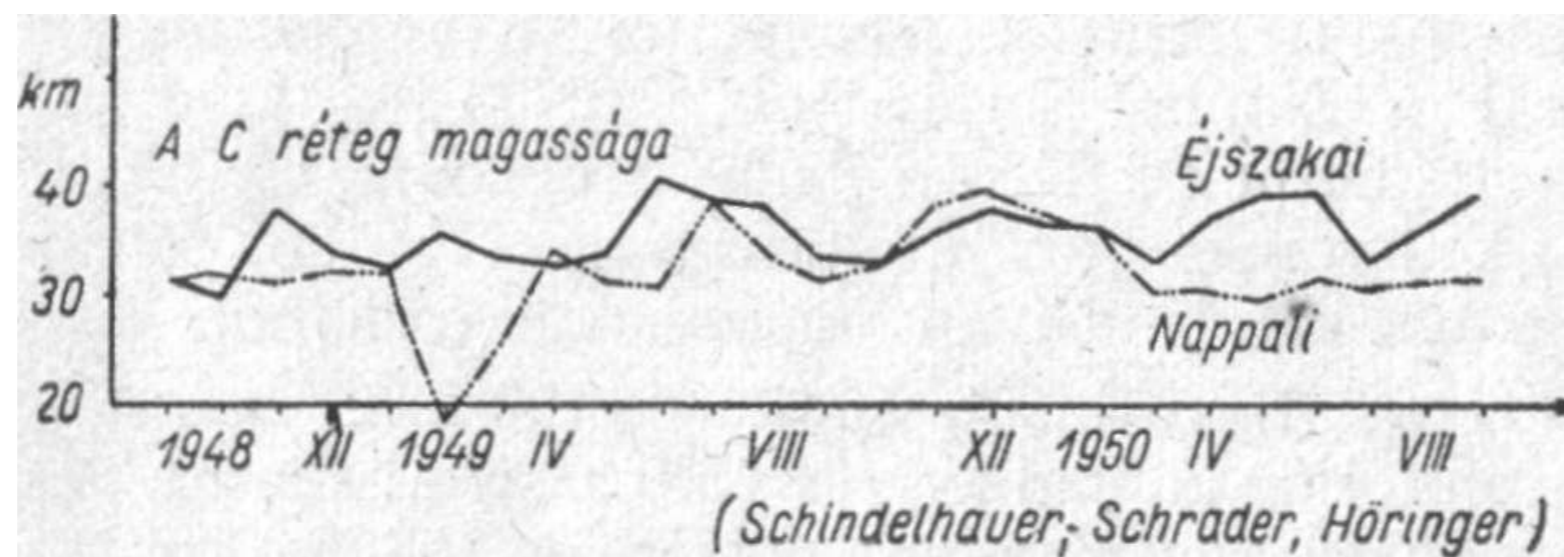
Nemrégben fedezték fel az ionoszféra e legalacsonyabb rétegét, melyet a fentebb használt meghatározás szerint még valóban fennálló és elkülönült rétegnek foghatunk fel. Okozójául minden való-

színűség szerint a napsugárzás még ily alacsonyra is lejutó ultraibolya fényt gondolhatjuk, vizsgálati eredmények erről még nem jelentek meg.



35. ábra. A földmágnesség öt részre hasította szét a magasba küldött rádióhullámokat (Budapest, 1955. III. 17. 1200)

A C réteg magasságát több kutató állapította már meg, ez ideig azonban nincsen egyöntetű véleményük. Néhány angol adat szerint a C réteget igen alacsonyan, a troposzférában kell keresnünk, 6—15 km magasságban. Nagyon valószínű, hogy ezek az adatok tévesek és inkább a troposféra olykor előforduló különleges rétegződésére vezethetők vissza. Mások éveken át folytatott észlelések után 30-40 km magasságban találták meg; nappali átlagos magassága 32, éjszakai magassága 36 km-re tehető.



36. ábra. A C réteg magasságváltozásai 1948. IX. és 1950. IX. hó között

Mivel a C réteg eddigi észlelése csupán a nagy távolságokból jövő légköri zavarok segítségével történt, a határfrekvenciája se ismeretes. Igen valószínű, hogy a hangfrekvenciák sávjába esik.

A napi menete legfeljebb a magasságváltozásokban mutatkozik, de az észlelési hiba nagyobb lehet, mint a kimutatott magasságváltozás és így a réteg magassága állandónak vehető. Sőt a több évi magassági menet sem mutat jelentős változást.

A C réteg földrajzi eloszlásából eredő változásait egyáltalában nem tudjuk. Csak két-három helyen történt eddig a mérése, ezeken a helyeken is csak időszakonként. A néhány éves mérések azonban azt máris kimutatták, hogy azokban az időkben, amikor sűrűbben vannak Mőgel—Dellinger effektusok, a C réteg magassága csökken.

Ezt a réteget hullámterjedési célokra ez ideig még nem lehet felhasználni, tekintettel arra, hogy csak a leghosszabb rádióhullámok visszahajlítására alkalmas. Lehetséges azonban, hogy a talán ma is működő 20 000 m-es rádióhullámok oly kivételesen jó terjedését ez a réteg segíti elő.

D réteg

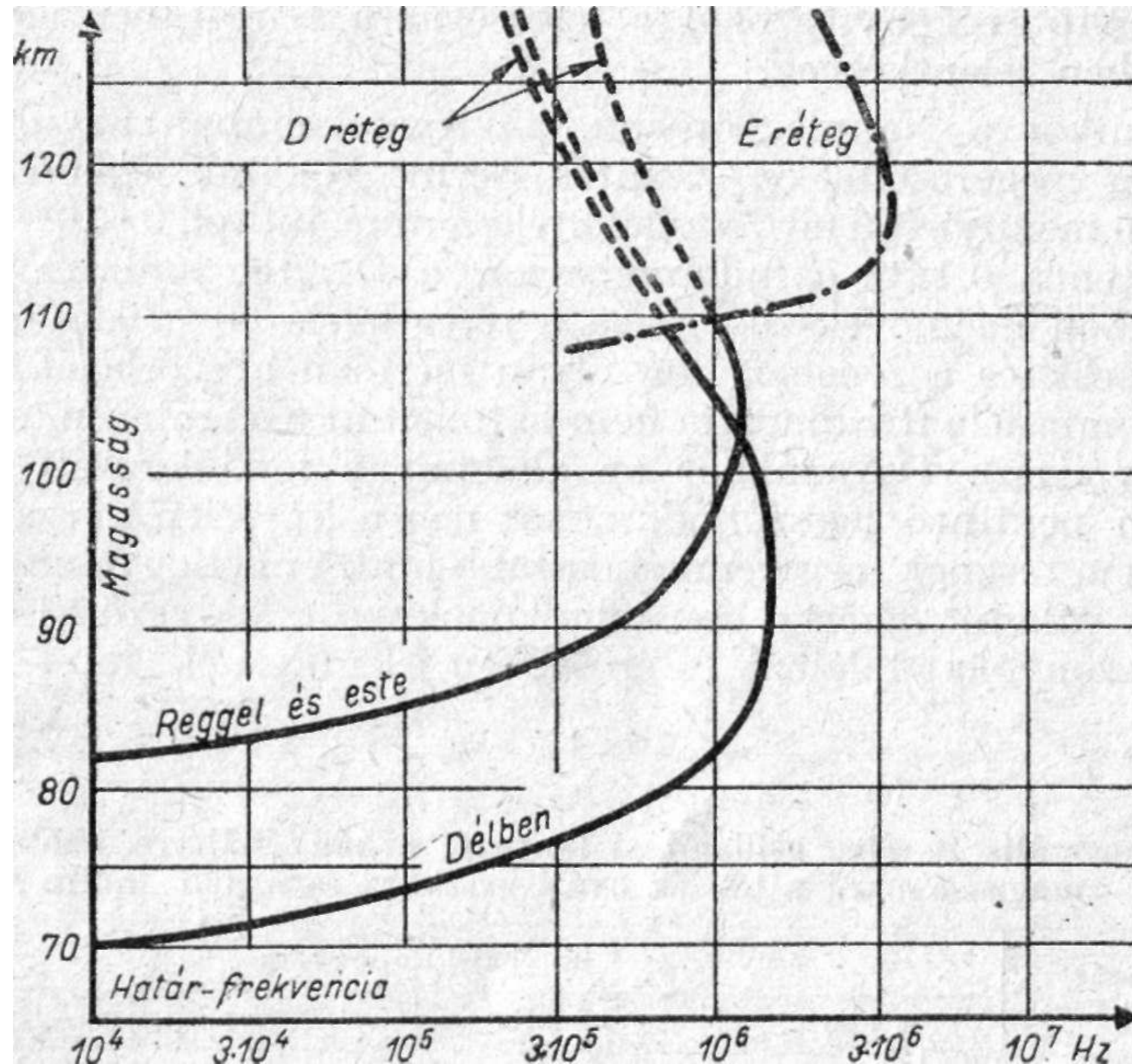
A D réteget szintén nem régen, kb. 10 éve vizsgálják, bár Appleton tulajdonképpen ezt a réteget találta meg annak idején. Az újabb idők vizsgálati módszerei azonban már sokat elárultak erről a rétegről.

Okozójául többféle sugárzást emlegetnek. Még ennél a rétegnél is probléma az ionizáció, mert elég alacsonyan van ahhoz, hogy elegendő energiájú ultraviola sugárzást kapjon. Az oxigénmolekulákat lehet 0,1 μ hullámhosszú sugarakkal ionizálni, ezeknek elegendő 12,2 eV energia. A számítások szerint ilyen hullámhosszú sugárzás kb. a 70 km-es magasságig jut le a légkörbe és ez a magasság kb. a D réteg legalacsonyabb határa. Ennyi sugárzás azonban még nem elegendő és ezért a nátrium és a hidrogén ionizációjára is gondolnak, mert az előbbihez 0,24, az utóbbihoz 0,12 μ hosszúságú sugárzás is megfelel. Ezeket az anyagokat egyes kitörések alkalmával a Napból kaphatjuk, így belekerülve a légkörbe, sokáig keringhetnek a D réteg magasságában. Újabban, a rakéta-felszállások nyomán a röntgensugarakra is gondolnak, mert a D réteg magasságában ilyen sugarakat is észleltek.

A D réteg átlagos magassága 90 - 100 km. Csak nappali rétegnak tekinthető, de nappal is erős változásokat mutat. A magassága pl. a Nap állása szerint a nap folyamán 15 - 20 km-t is változik, ez azonban úgy értendő, hogy magasan keletkezik és délben a lég-

alacsonyabb (tulajdonképpen a legvastagabb). A déli órákban lefelé eléri a 65—70 km-t is.

Ionsűrűsége a nullától kb. $10\,000/\text{cm}^3$ -ig változik a nap folyamán, ha normális a napsugárzás. Határfrekvenciája ennek megfelelően a 10 kHz-től legfeljebb az egy MHz-ig ingadozik a nappali



37. ábra. A D réteg határfrekvenciája különböző magasságokban, délben, kezdete és elmúlásakor

órákban. Ez az oka annak, hogy a legtöbb ionoszférakutató állomás nem regisztrálhatja. Ezekre a kis frekvenciákra külön berendezés szükséges, a kutatásoknál egyébként szokásos energiák sem elegendők a D réteg számára.

A D réteg magasságának és határfrekvenciáinak évi menete a kevés adat miatt még nem nyilvánosságképes.

Ennek a rétegnek a fontosságát akkor ismerték fel, amikor rájöttek arra, hogy nem a hullámok vezetésében, hanem az abszorpciójában van döntő szerepe. Ezekben a kis magasságokban a légkör még olyan sűrű, hogy nem a szabad elektronok, hanem az ionok dominálnak benne. Az ionok nagy tömegük miatt sok ener-

giát nyelnek el, amikor a feljutó rádióhullám térerőssége mozgatja őket. Azonkívül az itteni nagy légsűrűség miatt az elektronok is hamar ütköznek és így is elvész sok energia. Már régen tudjuk, hogy éjszaka nagyobb távolságról és erősebben is halljuk a rádióállomásokat, de csak a D réteg felismerése adta meg ennek egyik legfontosabb okát.

A naptevékenység okozta jelenségek a D rétegben igen nagy mértékben jelentkeznek.

Amikor a Nap légkörében, a kromoszférában az ultraviola sugárzás megerősödik és számítás szerint Földünk légkörébe mérhetetlen mennyiségű ultraviola fénykvantum jut (pl. $9 \cdot 10^{13} \text{ cm}^2/\text{s}$!), különösen a $0,1216 \mu$ hullámhosszon, a D réteg ionizációja nagy mértékben megnövekszik, maga a réteg lefelé 60 — 70 km-ig megvastagodik és a rengeteg ion olyan mértékű abszorpciót idéz elő, hogy semmiféle rövidhullám nem hatolhat át a **D** rétegen (az ultraröviddek igen). Ugyanakkor az alacsonyan levő ionizált réteg a laposan nekifutó hosszuhullámokat már a legszélén visszahajlítja, azok nem tesznek meg benne hosszabb utat, ennél fogva alig nyel el belőlük valamit. Ezért a hosszuhullámok most kedvező visszaverődési viszonyokat találnak és erősebben jelentkeznek, mint máskor.

3. táblázat

A normális D réteg csillapítási tényezői néhány MHz-re, különböző magasságokra a téli és nyári évszakra és a déli órákra

Magasság km	Csillapítási tényező télen			
	3 MHz	4,5 MHz	6 MHz	12 MHz
110—105	$6,9 \cdot 10^{-4}$	$3,0 \cdot 10^{-4}$	$1,7 \cdot 10^{-4}$	$4,3 \cdot 10^{-5}$
105—100	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$7,9 \cdot 10^{-4}$	$4,4 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-4}$
100—95	$3,9 \cdot 10^{-3}$	$1,7 \cdot 10^{-3}$	$9,8 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$
95—90	$6,4 \cdot 10^{-3}$	$2,8 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$4,0 \cdot 10^{-4}$
90—85	$9,5 \cdot 10^{-3}$	$4,2 \cdot 10^{-3}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$5,9 \cdot 10^{-4}$
85—80	$7,6 \cdot 10^{-3}$	$3,4 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$4,8 \cdot 10^{-4}$
80—75	$9,4 \cdot 10^{-4}$	$4,2 \cdot 10^{-4}$	$2,3 \cdot 10^{-4}$	$5,9 \cdot 10^{-5}$
	Csillapítási tényező nyáron			
110—105	$5,0 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$3,1 \cdot 10^{-4}$
105—100	$1,8 \cdot 10^{-2}$	$5,7 \cdot 10^{-3}$	$3,2 \cdot 10^{-3}$	$8,0 \cdot 10^{-4}$
100—95	$2,3 \cdot 10^{-2}$	$1,0 \cdot 10^{-2}$	$5,8 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$
95—90	$3,4 \cdot 10^{-2}$	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$8,3 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$
90—85	$4,0 \cdot 10^{-2}$	$1,8 \cdot 10^{-2}$	$9,9 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$
85—80	$3,6 \cdot 10^{-2}$	$1,6 \cdot 10^{-2}$	$9,1 \cdot 10^{-3}$	$2,3 \cdot 10^{-3}$
80—75	$9,9 \cdot 10^{-3}$	$4,4 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$6,2 \cdot 10^{-4}$
75—70	$1,6 \cdot 10^{-4}$	$7,2 \cdot 10^{-5}$	$4,0 \cdot 10^{-5}$	$1,0 \cdot 10^{-5}$

Az erősebben ionizált D réteg csillapítási tényezői néhány MHz-re, különböző magasságokra, a nyári évszakra és a déli órákra

Magasság km	Csillapítási tényező		
	3 MHz	10 MHz	15 MHz
88—87			100,1
87—86			76,3
86—85			49,8
85—84			21,1
84—83			15,1
83—82		76,1	10,7
82—81		45,1	7,21
81—80		11,8	4,19
80—79		6,16	2,47
79—78		3,61	1,52
78—77	41,8	2,03	$8,78 \cdot 10^{-1}$
77—76	17,6	1,10	$4,81 \cdot 10^{-1}$
76—75	7,72	$5,97 \cdot 10^{-1}$	$2,64 \cdot 10^{-1}$
75—74	3,86	$3,17 \cdot 10^{-1}$	$1,42 \cdot 10^{-1}$
74—73	1,80	$1,51 \cdot 10^{-1}$	$6,86 \cdot 10^{-2}$
73—72	$6,75 \cdot 10^{-1}$	$5,99 \cdot 10^{-2}$	$2,65 \cdot 10^{-2}$
72—71	$2,03 \cdot 10^{-1}$	$1,82 \cdot 10^{-2}$	$8,05 \cdot 10^{-3}$
71—70	$4,98 \cdot 10^{-2}$	$4,46 \cdot 10^{-3}$	$1,97 \cdot 10^{-3}$
70—69	$1,07 \cdot 10^{-2}$	$9,62 \cdot 10^{-4}$	$4,24 \cdot 10^{-4}$
69—68	$1,72 \cdot 10^{-3}$	$1,63 \cdot 10^{-4}$	$7,24 \cdot 10^{-5}$
68—67	$2,78 \cdot 10^{-4}$	$2,52 \cdot 10^{-5}$	$1,11 \cdot 10^{-5}$

A legutóbbi napfogyatkozás alkalmával a kühlungsborni obszervatórium kutatói sok megfigyelést végeztek a D réteggel kapcsolatban is. Eredményeik szerint ez a réteg is kettősnek tekinthető, tehát beszélhetünk D1 és D2 rétegről. Az alsó réteg tűnik ki elsősorban a nagymértékű ionozottságával, a felsőben pedig jobb az ion-elektron arány. Ezek szerint tehát a középhullámok nappali terjedésében a D réteg is résztvesz és felső, 90—100 km közötti D2 réteg hajlítja vissza a hullámokat, ha azok elég erősek ahhoz, hogy a D1 rétegen áthaladva, majd visszahajolva, az ismételt elnyelések teljesen meg ne semmisítsék.

A C réteg felfedezése előtt arra gondoltak, hogy a 10 000 m-nél hosszabb hullámokat a D réteg veri vissza a talajra. Ma már kételkedhetünk ebben, mert a D réteg éjszakára teljesen eltűnik, a C réteg pedig állandóan van. Lehetséges, hogy a D réteg eltűnése csak látszólagos és inkább a ritka iontartalma miatt nem tudjuk mérni, ahhoz azonban elég sűrű még, hogy az igen hosszú hullámokat visszahajlítsa.

Az említett és még sok más bizonytalanság magyarázata várható az ionoszféra-kutatás újabb irányaitól, melyek 100—200 kHz-es impulzusok felirányítása és visszaverődéseiből kívánják az alsó rétegek sajátságait kiismerni.

Újabban a D rétegben is felfedeztek különálló felhődarabokat (ionfelhő-darabok ezek, melyekben nagyobb az ionsűrűség, mint a környezetükben).

E réteg

120 km-es magasság körül sűrűn előfordul, hogy az oxigén-atomok egy oxigén molekulává egyesülnek (O_2). Aránylag kis energia szükséges ahhoz, hogy belőlük, esetleg több lépcsőben, egy elektron leválják. Lehetséges tehát az ultraibolya sugárzás hosszabb hullámhosszú sugárzás számára is az ionizáció. Különböző mérések arra mutatnak,

hogy kb. 0,066 és 0,102 μ közötti hullámhosszak keltik az E réteg ionjait.

Ez a réteg az ionoszféra legpontosabb rétege. Csak nappal található, napkeltétől napnyugtáig. Eközben pontosan követi az ionsűrűségével (határfrekvenciájával) a napállás szögét. Kritikus frekvenciáját a következő összefüggésből is vehetjük :

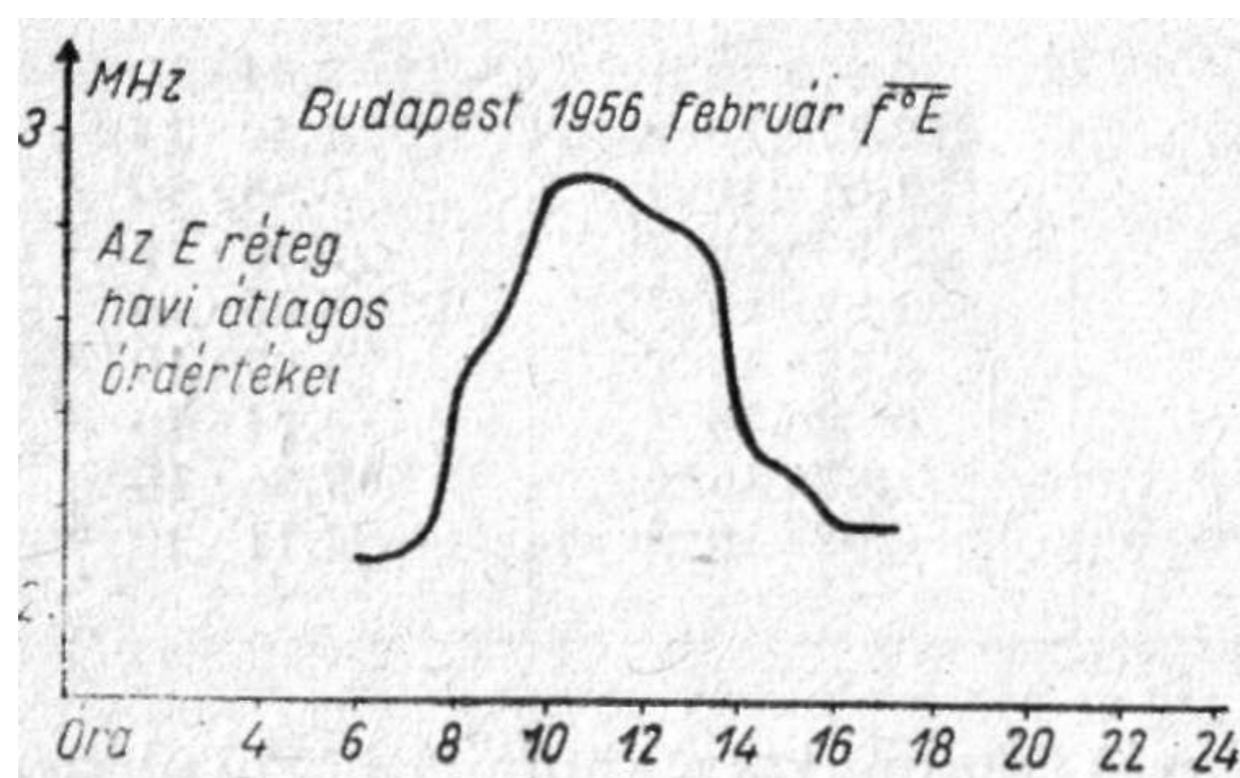
$$f_c E = K_E \cdot \cos^{0.3} \chi$$

ahol a K_E egy, a Nap ultraibolyasugárzásától függő állandó, illetve a deleléskor kapott kritikus frekvenciaérték. A kitevő a geográfiai helyzet szerint kisebb-nagyobb változást szenved.

Magassága 100-130 km között változik. A napi menetében kb. 120—130 km-en kezdődik és végződik, a déli órákban a leg-

a l a c s o n y a b b .
Az E réteg ionsűrűsége cm^3 -ként kb. 100 000-ig emelkedik, határfrekvenciája pedig max 3—4 MHz-ig. Ezek az értékek az egész világra érvényesek, a sarki öveget kivéve.

A naptevékenység hatással van ugyan az E rétegre is, de ez a hatás sokkal kisebb, mint más rétegeknél. A napfoltszámok 100-zal történő emelkedése pl. csak fél MHz emelkedést jelent. A Hold is hatással van az E rétegre, de ez a hatás még kisebb : kb. 1



38. ábra. Az E réteg határfrekvenciájának átlagos óraértékei 1956. II. hóban, Budapest felett

km-es magasságváltozásokat okoz a Hold különböző megvilágí-
tottsága.

Az E réteget használjuk fel a hosszú- és a középhullámok továbbítására. Nyáron a hajnali és esti órákban a 2 MHz körüli hullámok továbbítására is alkalmas. A nagyobb frekvenciákat is lehajlítja, ha elég lapos szög alatt bocsátjuk fel őket. Alkalmas még az E réteg arra is, hogy *kis távolságú* összeköttetésre használjuk fel (megfelelő frekvenciával). Ebben az esetben vagy függőlegesen, vagy attól csak kevéssel eltérő szög alatt kell a hullámokat az E réteg felé sugározni, így onnan visszaverődve alkalmasak a közeli összeköttetésekre (mely távolságokat pl. a troposféra elnyelése miatt ugyanazon a hullámon és energiával a talaj mentén nem érhet-
nénk el).

Az E réteg a dél körüli órákban a 2 —3 MHz közötti hullámok számára erősen elnyelő hatású.

Különösen a téli hónapokban előfordul, hogy az E réteg felett egy másik E réteget észlelünk, amelynek alig valamivel nagyobb a határfrekvenciája, mint az E rétegé. Sok évi anyagból azt a következtetést lehet levonni, hogy kb. 150—180 km-es magasságban mindig van ugyan egy ilyen E2 réteg, de ennek kisebb az ion-sűrűsége, mint az alatta levő E rétegé. Mivel a magasabban levő rétegeket csak akkor észlelhetjük, ha sűrűbbek (nagyobb frekven-
ciát is visszavernek, mint az alatta levők), az E2 réteg ritkán tűnik elő. Hullámterjedési szempontból nem is lényeges túlságosan, mert ha a vizsgáló hullám nem veszi észre, akkor a forgalmi hul-
lámra se lehet nagy hatással.

Határfrekvenciája — ha észrevehető — csak néhány tizeddel nagyobb, mint az E rétegé. Viselkedése a napi menet szempontjából szintén az E rétegéhez hasonló. Évi menetéről kevéssé beszélhetünk, mert legfeljebb abban tűnik ki, hogy nyáron ritkábban vehetjük észre, esetleg csak a hajnali és esti órákban.

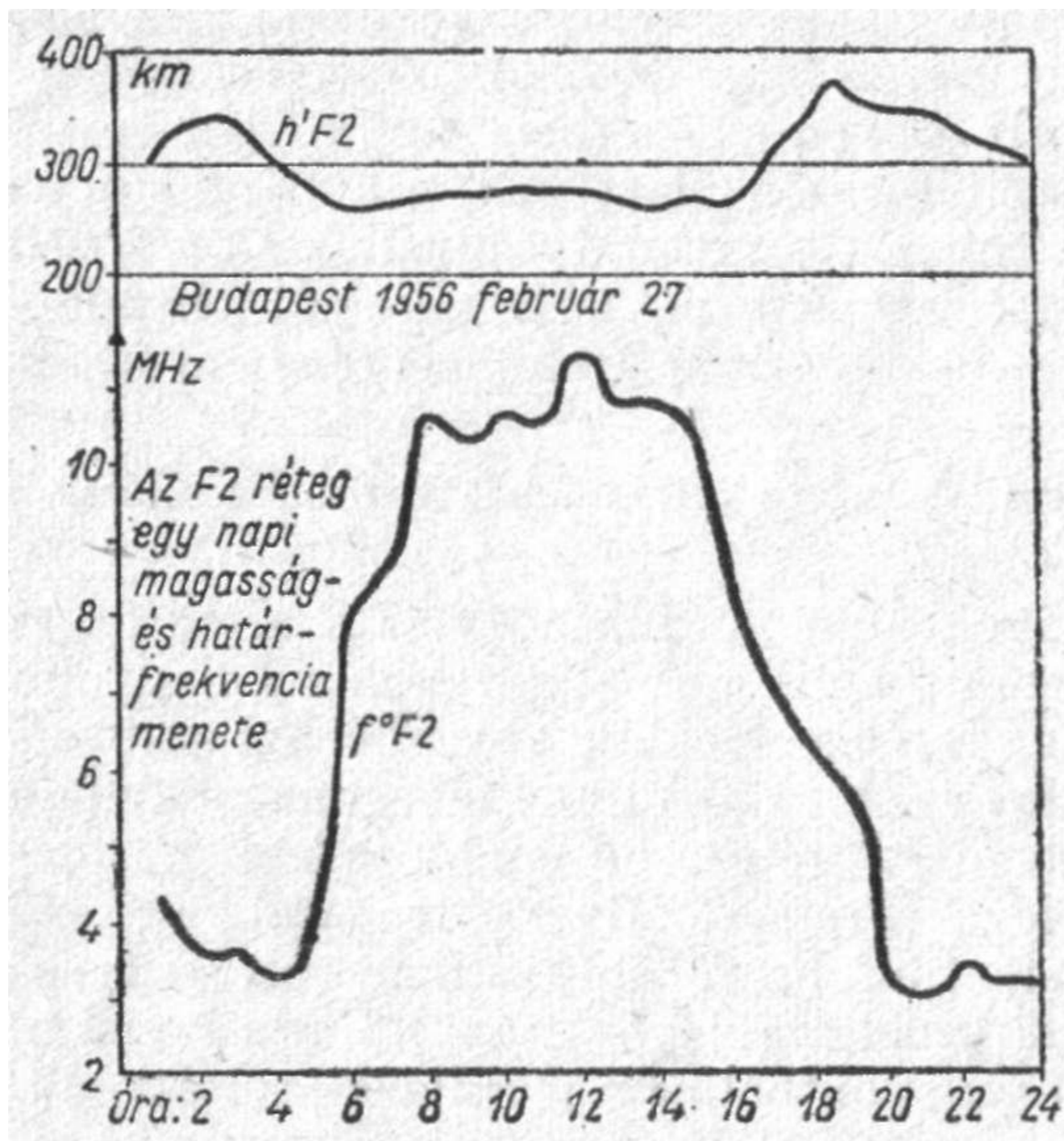
Majdnem állandó fedettsége miatt különleges tulajdonságait még nem lehetett kiismerni. Rádióhullámok továbbítására céltudatosan nem használják.

F réteg

Az F réteg egyedül olyan normális rétege az ionoszférának, mely éjszakára is megmarad, sőt a legtöbb esetben akkor is szabályos ionizáció-menetet mutat. Az F réteg keletkezését a Nap 0,0744 μ és attól hosszabb hullámjai okozzák. Ha azonban a nitrogén atomokat is ionizálja odafenn a sugárzás, akkor még rövidebb,

0,0550 μ hosszúságú napsugárzásra is szükség van. Ezeket az igen rövid hullámú sugarakat a fenti ritka légkör még nem nyeli el.

Az F réteg magassága 200—400 km között található. Legvastagabb rétege az ionoszférának, vastagságára azonban csak követ-



39. ábra. Az F2 réteg egy napi magasság- és határfrekvencia-menete, Budapest felett, 1956. II. 27-én

keztetnünk lehet, mert felfelé az ionizáció növekszik ugyan, de a gázatomok gyorsabban fogynak, így vég eredményben egy bizonyos magasságon túl mégiscsak csökken az ionsűrűség, ekkor pedig már rádióhullámokkal nem vizsgálhatjuk.

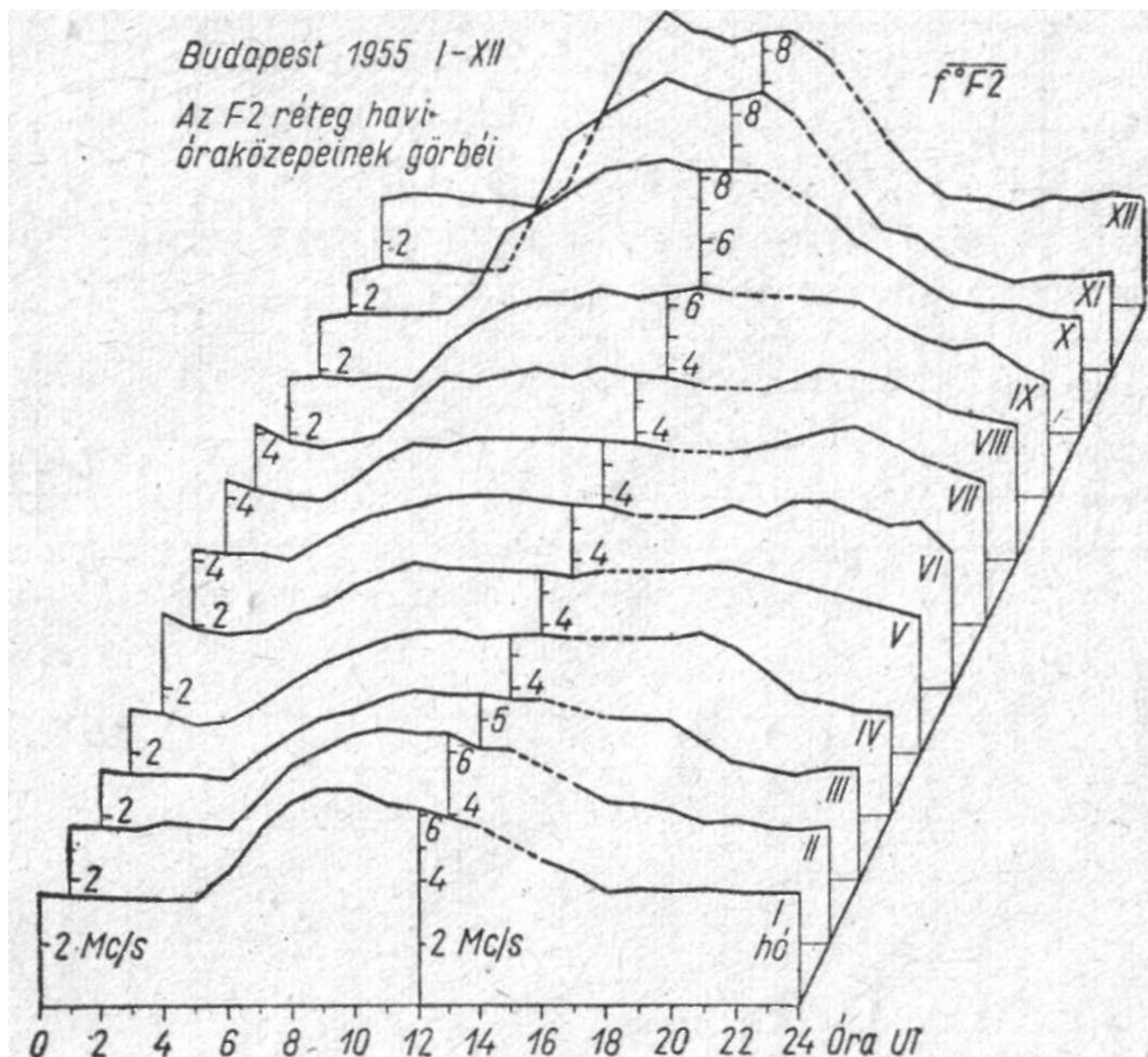
Az ionsűrűség ebben a rétegben a legnagyobb, mert elérheti normális körülmények között is a milliót cm^3 -ként. A határfrekvenciája nagyon változó. Minden adatán erősen érezhető a napi, illetve évi menet, továbbá a naptevékenység hatása.

A magasság napi menetében 300 km-es kezdetet látunk, mely a nappali órákban majdnem 200 km-re süllyed. Este ismét felfemelkedik 300—350 km-re, aztán 300 km-re visszaereszkedve kezdi a következő napot. A határfrekvenciája éjszaka általában 2—4 MHz között mozog, nappal azonban egy vagy két csúcsos maximumot mutat, mely csúcsok télen a 10—12, nyáron pedig az 5—7 MHz-et is eléri.

Az F réteg határfrekvenciája a földrajzi szélességgel is erősen változik, ezt a változást még tetézi az évi menet. Tekintettel arra, hogy ez a réteg a legfontosabb a rádióforgalom számára, annak adatait minden kutató állomás méri. Az egyenlő határfrekvenciával bíró helyeket vonalakkal kötjük össze (egy világtérképen) és az így keletkezett görbék és közeik elárulják a különböző szélességi fokokhoz és a nap különböző óráihoz tartozó határfrekvenciákat. Ezeken az „ionizációs térképeken” a hosszúsági fokok

helyett mindjárt az óraidő van felírva. A hosszúságkülönbség a felső légkör ionizációjában csupán az időkülönbséget jelenti (feltéve, hogy a Nap sugárzása időközben meg nem változik).

Eddig még ki nem derített okokból a Napon kb. 11 évenként igen erős foltképződés következik be. Ezzel egyúttal a fáklyák, kitörések is megsokasodnak. A periódus a legtöbb esetben szinu-



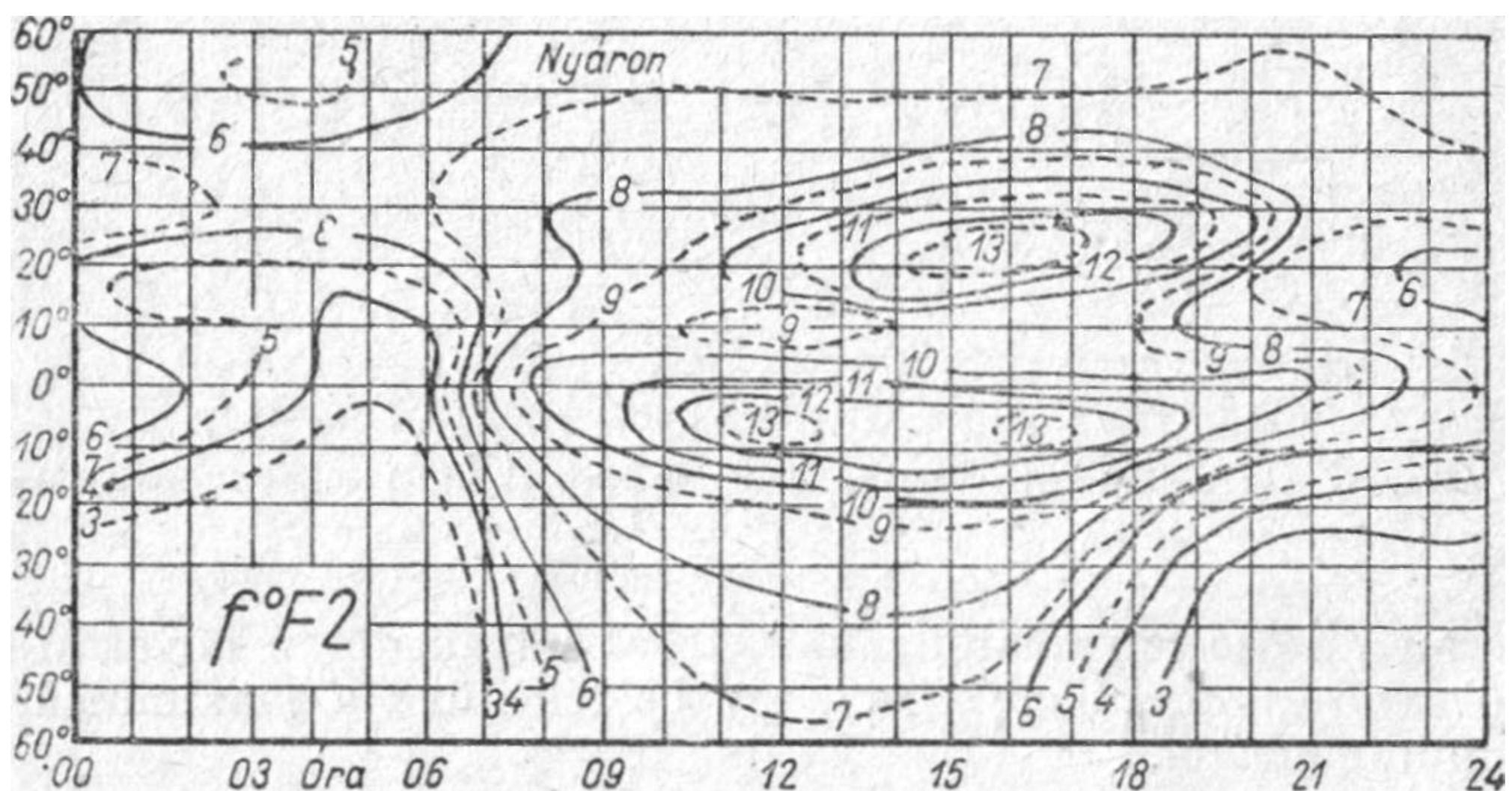
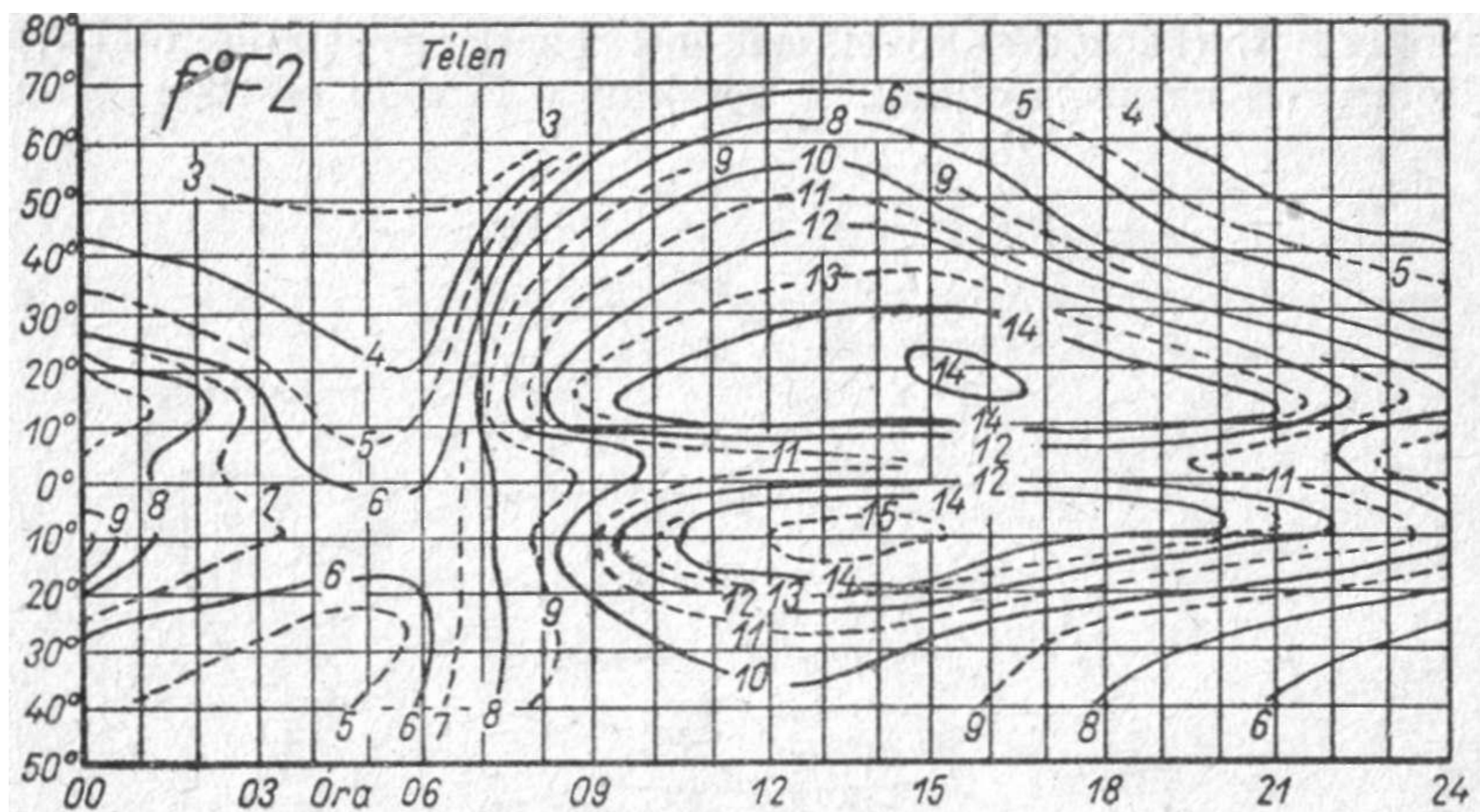
40. ábra. Az F2 réteg határfrekvenciájának átlagos óraértékei az 1955. év 12 hónapjában, Budapest felett

szosan változó folyamatot mutat, tehát folyamatosan növekvő és csökkenő „naptevékenységet”, így beszélhetünk a maximumáról és minimumáról.

A 11 éves napfoltpériódust legjobban az F réteg érzi meg. Ez könnyen megérthető, hiszen a légkör teteje a napfoltpmaximum idejében háromszor akkora ultraviola sugárzás-energiát kap, mint minimumkor. A hatás abban áll, hogy a több foton több atomot ionizál: növekszik a határfrekvencia.

Egy másik jelenség, mely főként a maximumok idején mutatkozik a korpuszkuláris sugárzás megnövekedése. A felső légkört

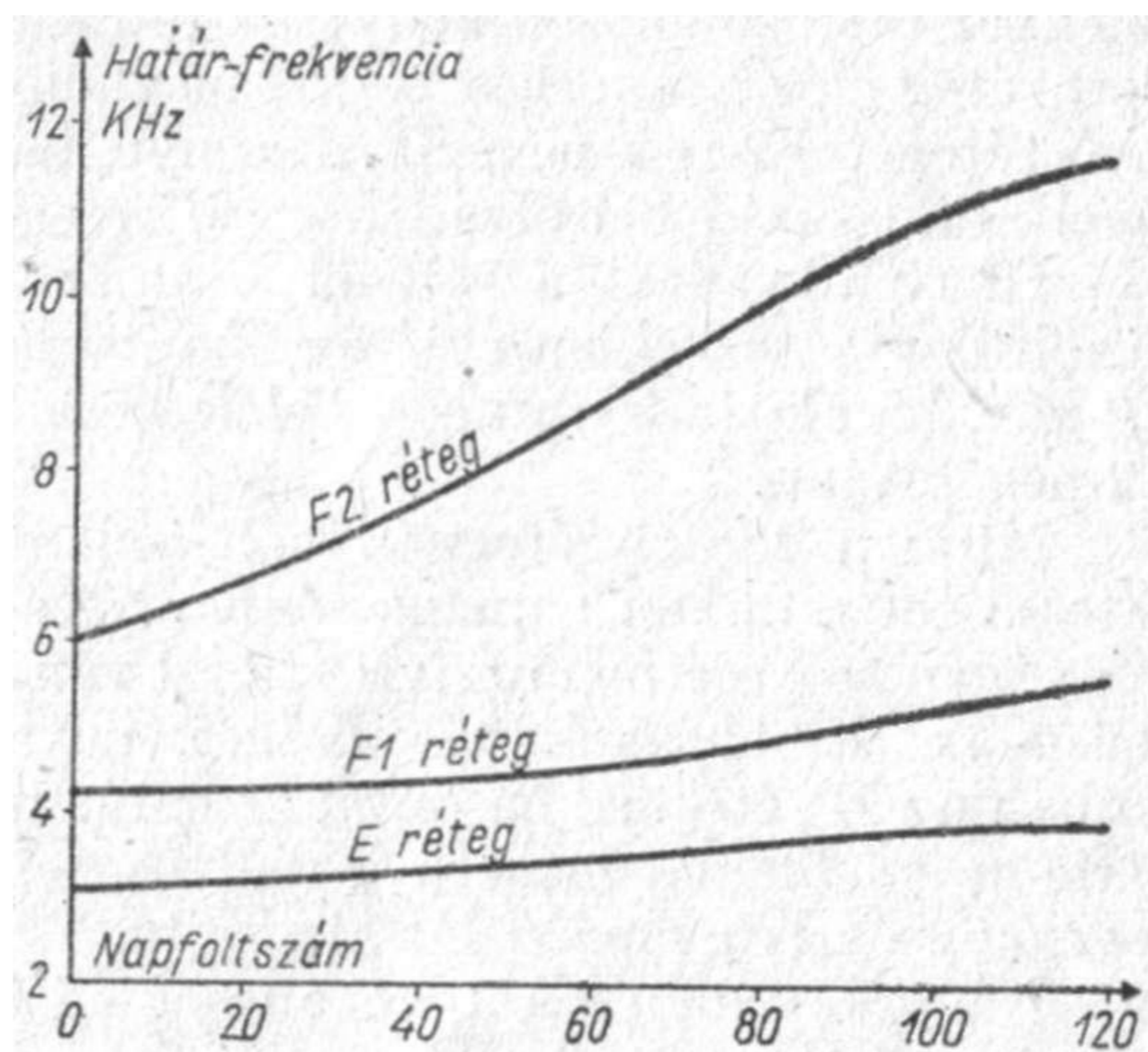
elárasztják a Napból jövő protonok és elektronok. Mind a kettő ugyanakkora sebességgel érkezik, tehát a protonnak lesz nagyobb mozgási energiája (2000-szer nagyobb tömege miatt). Ezért a



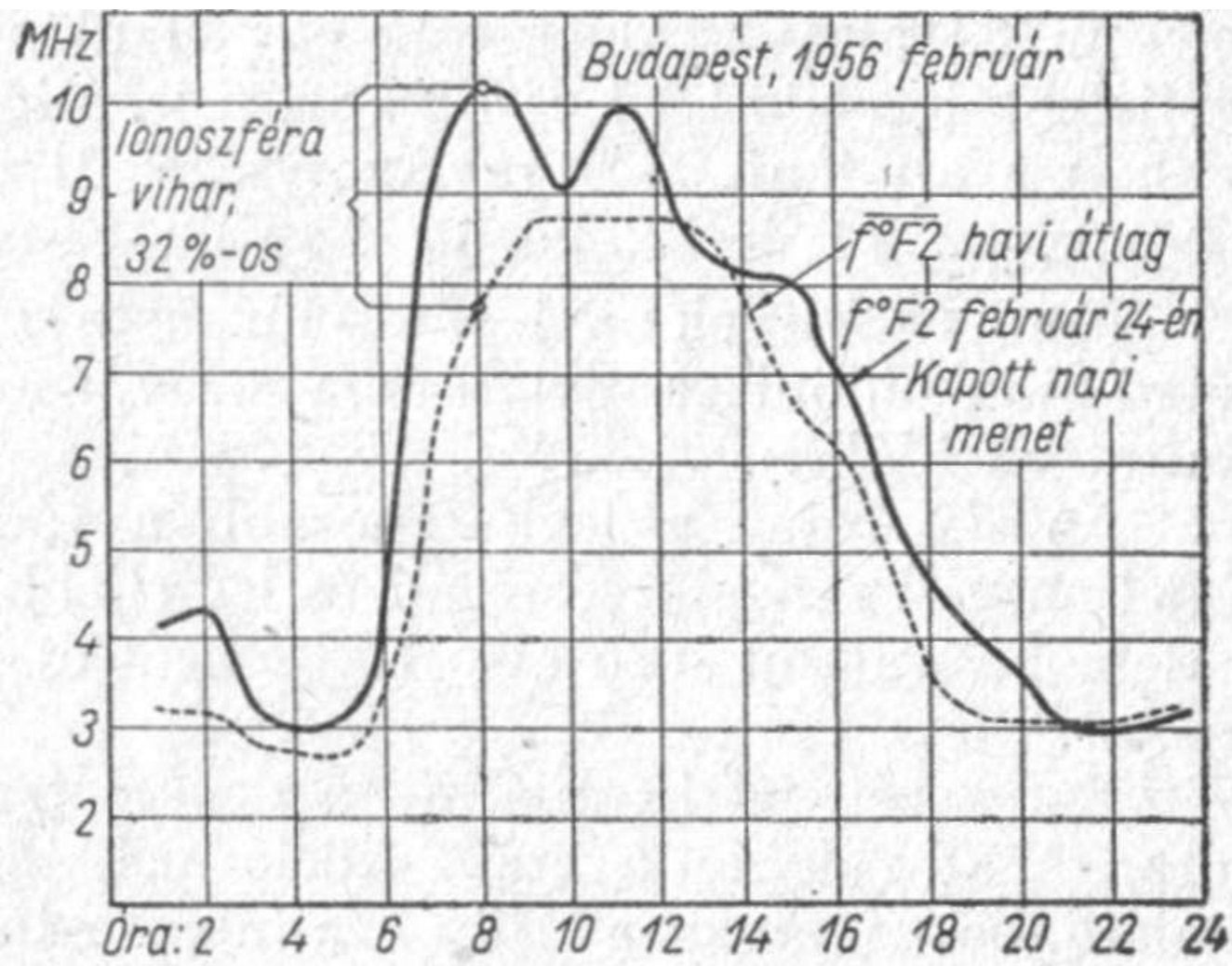
41. ábra. Az F2 réteg határfrekvenciájának átlagos napi változásai egy hosszúsági fok mentén (télen és nyáron)

protonok nagy lendületükkel alacsonyabba hatolnak a légkörben, mint az elektronok, melyek a felső száz kilométerekben már megállanak. Ez a különválás egyúttal annyit jelent, hogy fenn egy negatív, alul pedig egy pozitív töltésű elektromos réteg keletkezik,

melyek vonzzák egymást. A könnyen mozgó elektronok elindulnak lefelé a pozitív réteg felé. Ez a mozgás áramot jelent, igen erős áramot, hiszen rengeteg az elektron. Az áramnak természetesen mágneses erőtere is van, amely növeli vagy csökkenti a földi mágneses teret. A hirtelen meginduló áram hatása is gyors lehet és így lehetséges, hogy a nagy erősségű mágneses változások akkora feszültségeket indukálnak a földi vezetőkben (különösen a hosszú kábelben), hogy komoly anyagi károk is keletkeznek. Ilyenkor mondják, hogy „mágneses vihar” van. Tulajdonképpen *ionoszféravihar* kellene mondani a jelenséget és ez esetben helyes is a vihar szó, mert az nagy szelet jelent. Ilyenkor odafenn valóban nagy szelek fújnak, az elektronok és ionok 2—3, de sokszor 4-500 km/órás sebességgel rohannak. Ezeket az ionoszféra-szeleket már szintén mérik több kutatóintézetben. Az ionoszféraviharok a napi adatokban olyképpen jelentkeznek, hogy a határfrekvenciák egyes órákban, vagy húzamosabb ideig is az abban a hónapban szokásos értéküknél jelentősen kevesebbet vagy többet mutatnak. Aszerint, hogy a ka-



42. ábra. Legjobban az F2 rétegben érvényesül a naptevékenység hatása



43. ábra. Egy közepes erősségű „ionoszféra vihar” Budapest felett, 1956. febr. 24-én 08 órakor. A „vihar” a pillanatnyi adat és az illető hónapra vonatkozó átlagos értékek közötti nagyobb eltérés

pott értékek nagyobbak vagy kisebbek a „havi átlagnál”, pozitív vagy negatív fázisú viharról beszélünk.

Az F réteg különösen a nyári hónapokban gyakran kettéhasad. A magassági grafikonjában olykor jól látható, hogy körülbelül az E réteg keletkezési idejében (illetve kevéssel előtte) az F réteg kétágú lesz és az alsó ága olykor leér 160 -180 km-re. Ezt az F réteghez tartozó képződményt F1 rétegnek nevezzük és talán mert ez a réteg elég gyakori, a biztos megkülönböztetés végett a felette levő réteget F2-nek nevezik. Napnyugtakor ennek a magassága is emelkedik, majd beleolvad a felső rétegbe.

Hogy ugyanazt a réteget — amelyről az előbbi ismertetést közöltük — ne kelljen egyszer F rétegnek nevezni, máskor pedig F2-nek, ha alatta is van egy belőle hasadt rész, ezt a felsőt mindig F2-nek hívjuk.

Minden eddigi rétegnek volt valami sajátossága, amely jellegzetessé tette abban a magasságban. Az F1 réteg arról nevezetes, hogy igen sok esetben annyira közel van az F2-höz, hogy alig lehet felismerni a magasságkülönbséget, ugyanakkor azonban sajátosságaiban az E réteghez hasonlít. A határfrekvenciája legfeljebb 5—6 MHz-ig emelkedik, menete szabályos, mint az E menete és a naptevékenység is gyengén látszik rajta.

Nagyobb fokú naptevékenység idején az F2 réteg lefelé is annyira megvastagszik, hogy eltűnik az F1 és F2 közötti gyengébb ionizációjú rész és így a kettő egybeolvad, csak F2 réteget észlelünk.

Különösen az alacsonyabb szélességi fokokon előfordul, hogy még az F1 alatt is keletkezik egy elkülöníthető réteg, továbbá a széjjelebb húzódott F1 és F2 között is. Mindez arra utal, hogy erősebb a Nap ionizációs tevékenysége. Ilyenkor a legalsó réteget F0-nak, az F1 és F2 közöttit pedig F1-nek nevezzük.

Amíg az F1-nek napi, sőt évi menete is lehet, addig e két utóbbi réteg csak különlegesség-számba megy, semmi szabályosságot nem mutat az időben.

Az F2 réteg a leghasznosabb a rádiós távközlés számára. Éjjel-nappal rendelkezésre áll és legfeljebb csak akkor hozzáférhetetlen, ha valami sűrű alsó réteg nem engedi hozzá a rádióhullámokat.

Ezt a réteget használjuk a dekaméteres hullámok továbbítására, tehát valóban a „táv”-közlés céljait szolgálja. Az F rétegek családjában még az F1 jön számításba hullámterjedés céljaira, a kisebb frekvenciák továbbítása érdekében. Bizonytalansága miatt azonban előre nem számíthatunk rá. Az F család többi tagja csak rosszat jelent: rendellenességeket az ionoszférában.

G réteg

Az F2 réteg felett valószínűleg állandóan van még egy felsőbb réteg is, melynek a határfrekvenciája a 20-30 MHz-et is meghaladja. Ezt a réteget azonban nem minden berendezés regisztrálhatja (a nagy frekvenciák miatt), továbbá az alacsonyabb rétegek abszorpciója sem engedi, hogy odáig feljusson a függőlegesen kisugárzott hullám. Magassága 3-400 km-en, sőt annál feljebb is várható. Napi és évi menetéről a kevés regisztrációs adat miatt úgyszólván semmit sem tudunk.

Sokszor erre a rétegre gyanakszanak, amikor nagyobb távolságú ultrarövid közvetítés sikerül, tekintettel arra, hogy a határfrekvenciája már a függőlegesen is majdnem az ultrarövidhullámok körzetébe esik.

Szporadikus E réteg

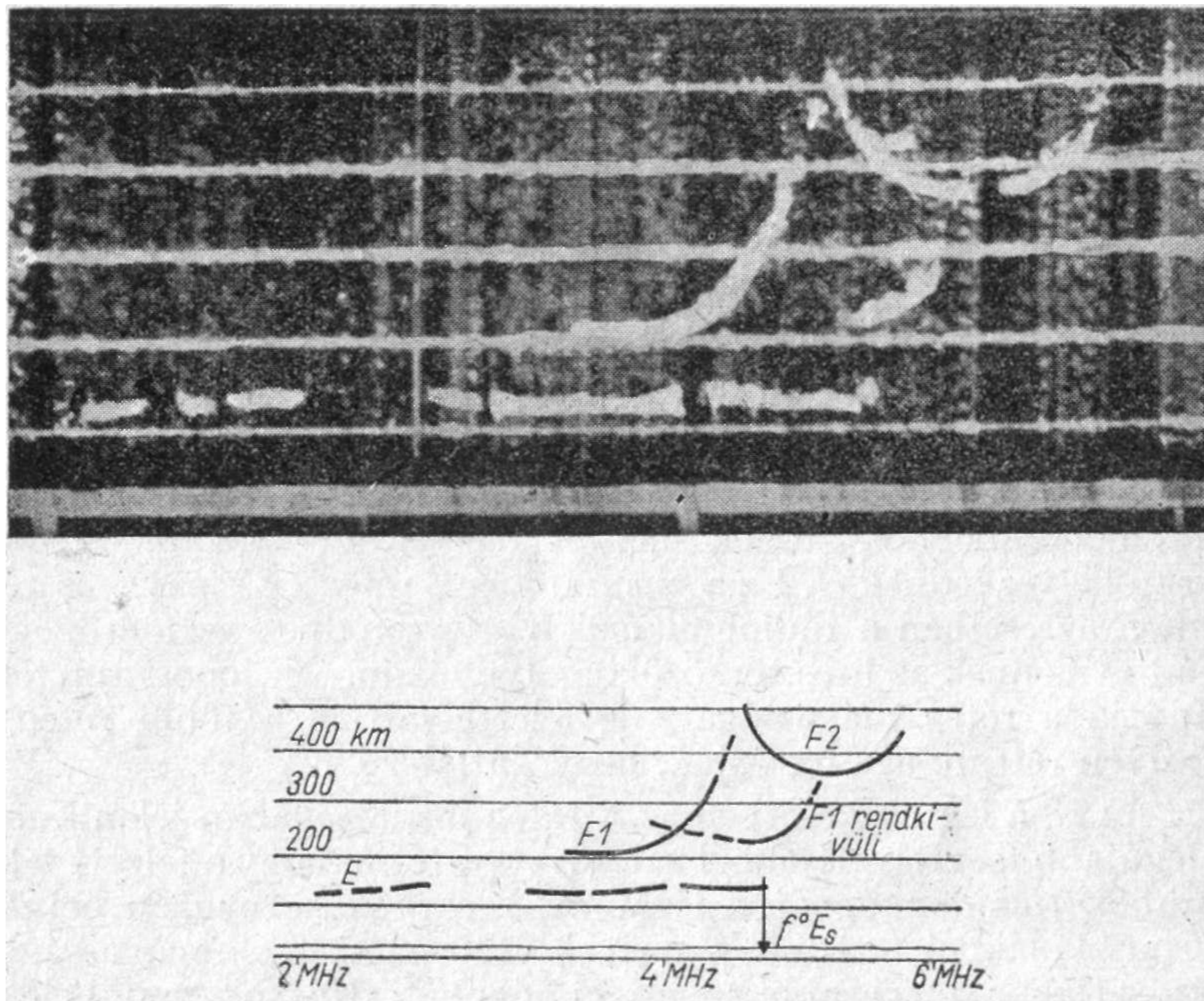
Nevét azért kapta, mert a legtöbb esetben kisebb-nagyobb ionfelhődarabokból, „rögök”-ből áll, melyek szétszórtan, szporadikusan helyezkednek el. Ez a szporadikus E réteg (E_s) egyik fajtája. Ebben az esetben a rádióhullámok visszaverődnek az ionrögökön, de át is mennek az üres térközökön, lyukakon. Az ionogram tehát mutatja a réteg magasságát, de felette látszik a többi réteg is. Az ilyen rétegre azt mondjuk, hogy „átlátszó”.

Az E_s a legtöbb esetben az E réteg magasságában jelenik meg. A legújabb megfigyelésekből azt következtetik, hogy a jelzett felhődarabok tulajdonképpen a légkörbe, a sarkok környékén befutott korpuzkulákból erednek, melyek 100 - 130 km magasságban elárasztják a magasabb szélességi fokokat. Ha sok van belőlük, még fölénk is jut elég.

Maguk a rögök oly sűrűek lehetnek, hogy csak a nagyobb frekvenciák mennek át rajtuk. A folyamatosan növekvő frekvenciával működő ionoszféravizsgáló készülék ionogramja a megfelelő magasságban ilyenkor egy egyenes csíkot húz, mely egészen addig tart, amíg a hullám már a rögökön is áthatol. A csík itt véget ér. Ezt a végső frekvenciát nevezik „vég”- (vagy csúcs-) frekvenciának („trop”-frekvencia). Az ionogram ilyenkor a felsőbb rétegeket is mutatja.

A széjjelszórt felhőrögök többféle visszaverődési rendelleneséget okoznak. Így pl. a felfele haladó hullámok nemcsak átmennek a lyukakon felfelé, hanem egy részük a rögökön el is csúszik, elhajlik. A nem függőleges irányban haladó hullámok egy része, visszafelé haladtában szintén meg-megcsúszik a felhődarabokon és

éppen visszajut a vizsgáló állomásra. A hosszabb út miatt azonban késve és emiatt a h'f görbe erősen megvastagodhat, vagy többszörös, vékony, párhuzamos csíkozatot mutat, esetleg rendezetlen a görbe felfelé eső része.



44. ábra. Az E_s réteg (a legelső vízszintes, 100 km-es magasságvonal feletti, kissé szaggatott csík) gomolyokból áll, mert a közelben a felsőbb F1 és F2 réteg fényképezhető volt

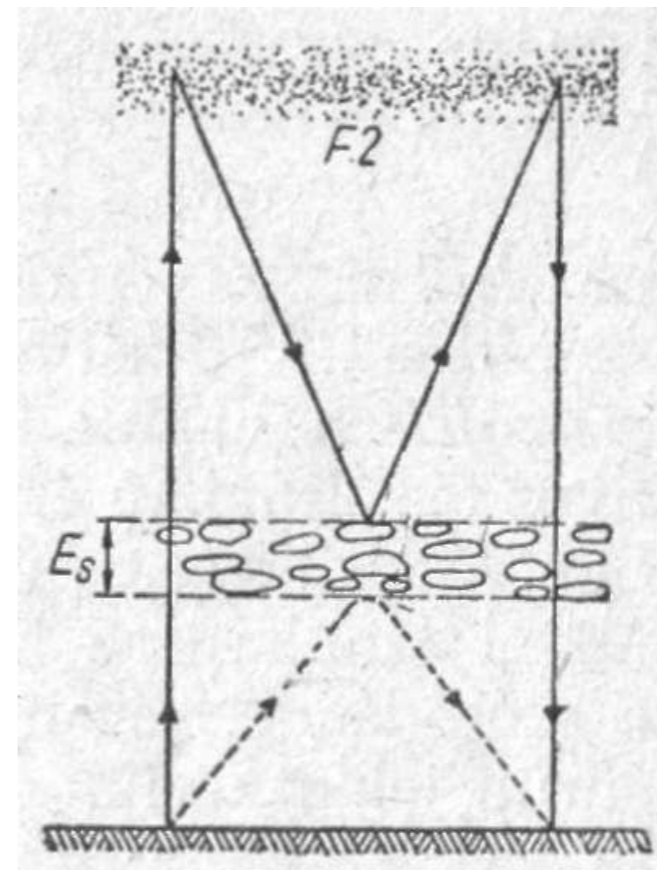
Érdekesebb az az eset, amikor az E_s felett levő rétegről már visszaverődött hullám ezen a rétegen ismét visszaverődést szenved a függőleges irányban, majd a felsőbb réteg ismét visszahajlítja és akkor már ugyanaz a hullám egy lyukon visszatalál a vevőkészülékbe. Végeredményben tehát megtette az utat a felső rétegit, onnan vissza az alsó tetejéig, innen megint a felsőig, aztán le a földre. Az ionogramon ez a hosszabb út nagyobb magasságot mutat majd, de nem akkorát, mintha kétszeres visszaverődés lenne. A visszaverődés nagy M alakja miatt M vissza-

verődésnek is hívják ezt a jelenséget. Egyébként arra jó, hogy a magasságkülönbségből kiszámíthassuk az alsó átlátszó réteg vastagságát.

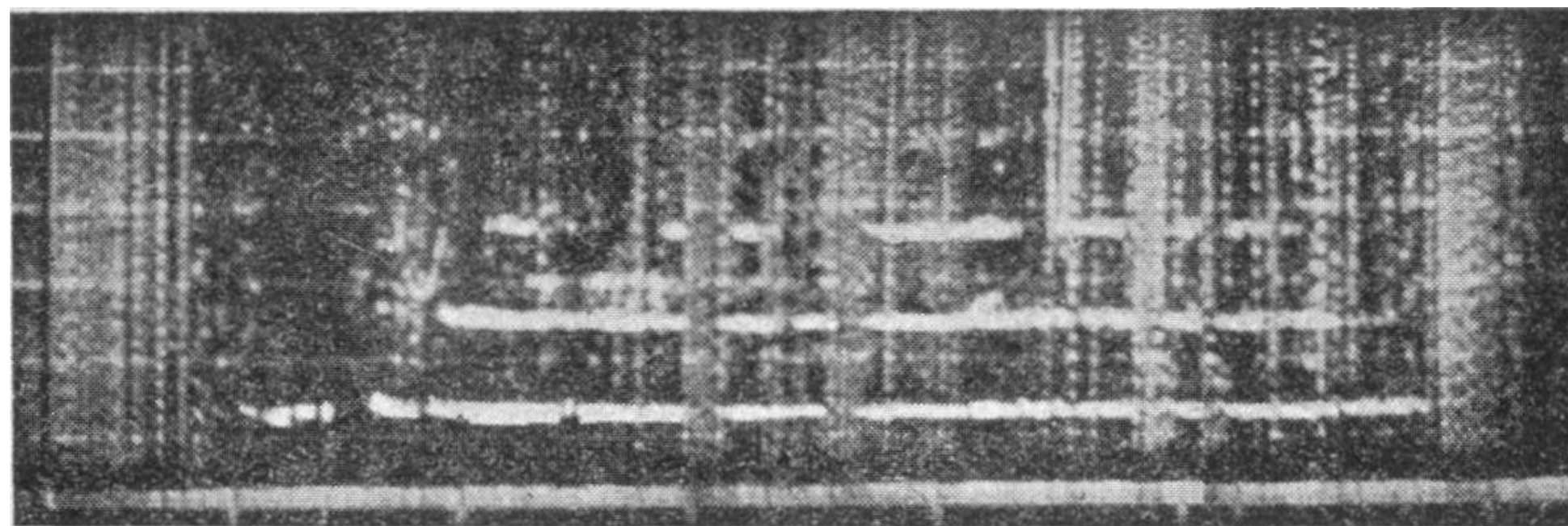
Az E_s nem kedvező réteg a hullámok terjedésére. A sok rögön, felhődarabon szétoszóródik a hullám, veszít az energiájából, iránya sokszor változik, sok elnyelődik belőle stb. Egyedül az ultrarövid hullámok visszaverődése szempontjából lehet olykor hasznosnak minősíteni, mert a majdnem nulla fok alatt kibocsátott ultrarövid hullámok a sűrű rögökön széjjelszóródnak és sok jut le belőlük a talajra is. Mivel pedig a majdnem vízszintesen kibocsátott hullám csak igen nagy távolságban éri el a 100—130 km magas E_s réteget (esetleg 1000 km-es út után), az ultrarövid hullámok nagy távolságú vételét teszi lehetővé.

Az E_s réteg egy másik fajtája a „takaró” réteg. Ez egy igen vékony és sűrű, folytonos réteg, melynek a végfrekvenciája sokszor kétszerese is a felette levő többi rétegének. Ez annyit jelent, hogy a végfrekvenciájáig mindent *eltakar* előlünk (*takaró frekvencia: $f_b E_s$*).

Ez még nem lenne baj, sőt az igen magas végfrekvencia a nagyobb távolságú vételt is lehetővé tenné, csak hogy a rádióálló-



45. ábra. Az M visszaverődésnek csak tudományos jelentősége van. Az E_s réteg vastagságának számítása. Csak ha teljesen egy vonalba esik az M két lába, lehet mérésre használni



46. ábra. Csak az E_s látszik a metszet-képen, háromszoros visszaverődéssel. 12 MHz-ig mindent „eltakar”

mások antennái nem ebben a kisebb magasságban levő réteg felé, hanem feljebb, más irányba sugározzák hullámaikat. A takaró E_s réteg így sokszor letöri őket útjuk közben a talajra. A sok cikcakk-

ban elfogy a hullám... Ugyanezért nem előnyös a normális E réteg sem a nagyobb távolságú összeköttetésekre. Az E_s réteg minden fajtája azonban csak kisebb felületet jelent, legfeljebb akkora lehetne egy ilyen felhőréteg felülete, mint pl. Magyarország. Ritkábban persze nagyobb is előfordul.

Az E_s réteg elősegítheti a „holtzóna” csökkenését. Az F2 rétegről visszaverődő hullámok az alul levő darabos rétegen széjjel-szóródnak. A szétszóródásban lesznek olyan hullámok is, melyek *visszafelé* hajlanak. Az F2-ről történő első visszaverődés csak bizonyos távolságban érne földet, ezek a visszafelé futó hullámok azonban látszólagosan rövidebb távolságba teszik a leérkezés helyét. Mivel azonban az E_s réteg egyáltalában nem állandó jellegű, erre a szóródásra még nyáron sem számíthatunk, amikor a réteg igen sűrűn jelentkezik.

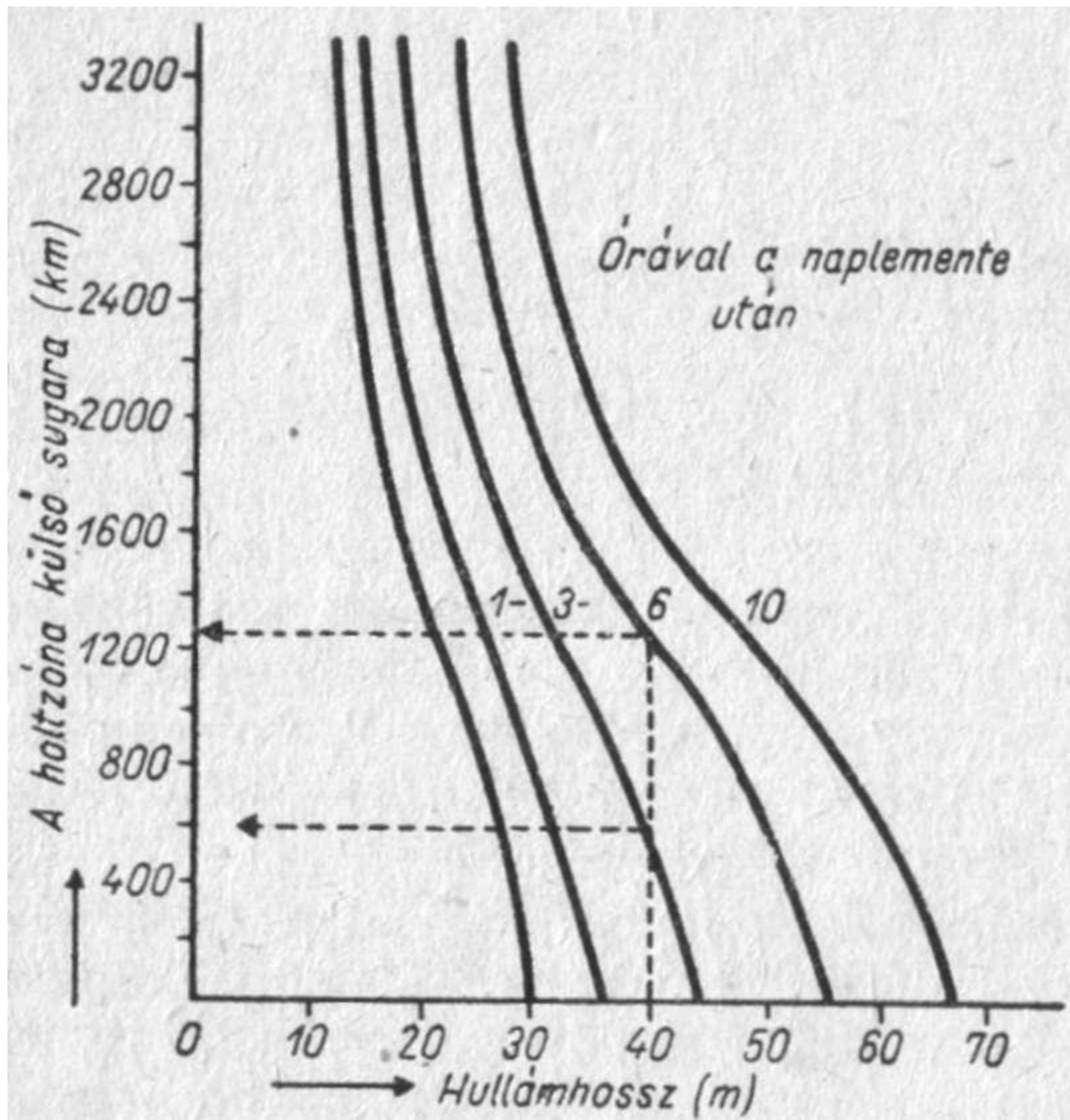
NEGYEDIK FEJEZET

HULLÁMTERJEDÉS AZ IONOSZFÉRA SEGÍTSÉGÉVEL

Az ionoszféra visszaverő képességének a segítségével több ezer kilométeres távolságokat hidalhatunk át. A rádióhullámokat lapos szög alatt az ionoszférára irányítjuk, azok ugyanakkora szög alatt hajlanak vissza a talajra. A távolság az ionoszféra megfelelő rétegének a magasságától és a beesési szögtől függ.

Egy utat az adóállomástól az ionoszférán át a talajig egy „ugrás”-nak, egy visszaverődésnek nevezünk. Minden adóantenna sugároz felületi hullámokat is, tehát nemcsak a magasba indítja, hanem a talaj mentén is szétszórja hullámait kisebb-nagyobb erősséggel. A felületi hullámok eljutnak bizonyos távolsáig, aztán a sűrű troposzféra, a száraz talaj és más tényezők miatt elenyésznek. Az ionoszférába küldött térhullám kevesebbet tartózkodik a troposzférában és sokkal kedvezőbb körülmények között futja be az egy ugráshoz szükséges útját. Az ionoszféra sem emészt fel sokat belőle és így még elég intenzitással éri el a talajt. Onnan kezdve azonban, ahol a felületi hullám már nem hallható, egészen a térhullám első leéréséig nem éri rádióhullám a földfelszínt. Ha az adóantenna kör alakban pontosan egyenlő mértékben sugározna és az ionoszféra is egyenletes lenne köröskörül, akkor az első ugrások leérési pontjai, továbbá a felületi hullám hallhatósági határa egy-egy kört alakítanának. A két kör közötti részt csendes övnek vagy „holt zónának” nevezzük. Aszerint, hogy az antenna mely irányokat tüntet ki nagyobb erősségű hullámokkal, egyes irányokban milyenek a talajviszonyok és végül, hogy az ionoszféra merre, hogyan viselkedik, torzul el majd a holt zóna körgyűrűje bizonytalan alakú területté. Ugyanolyan adási körülmények között is változik a körgyűrű kisebb és nagyobb sugarának hossza. Általában a kis sugár nappal rövidebb, éjjel hosszabb. Ha a hallhatóság határát valamely $\mu\text{V}/\text{m}$ értékben megjelöljük, akkor számítani is

lehet a hosszát, de pontosabban csak mérésekkel lehet megállapítani. A nagy sugár hossza ugyanolyan körülmények között az ionoszféra állapota szerint változik. Försterling és Lassen végeztek



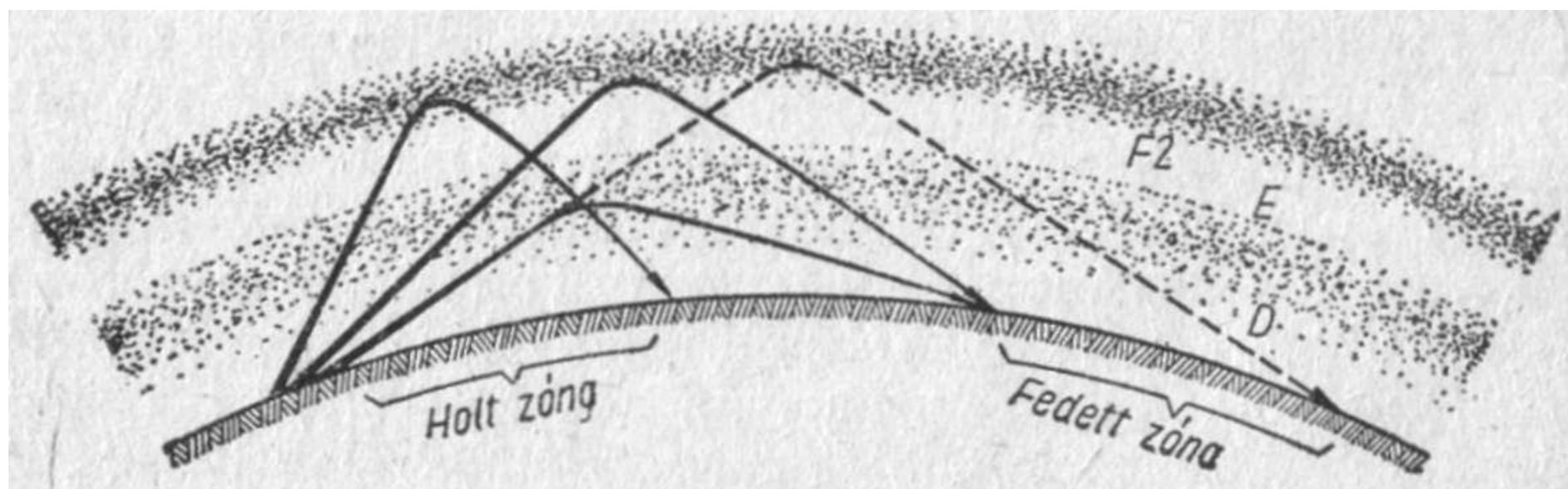
47. ábra. A 40 m-es hullám holt zónájának külső sugara napnyugta után 3 órával 500, 6 órával 1250 km hosszúra várható

számításokat és méréseket ebben az irányban. Grafikonjukat mellékeljük. Ők napra egy görbét állapítottak meg, majd a mindenkor naplemente után 1, 3, 6 és 10 óra múltával a beálló sugárhosszakot mérték és a jelzett görbékkel ábrázolták.

Holt zónát nemcsak az első ugrás alatt találhatunk, Az első leéréskor a hullám a talajról ismét az ionoszféra felé indul, bár most kissé nagyobb lesz a nyalábja, mert már az ionoszféra szintén nem egyenletes felületén, majd most a talajon kissé szét-

szóródott, még nem annyira nagy felületre esik a következő ugrásában, hogy ne maradjon ki közben széles néma öv. Ezek az övek minden további ugrás alkalmával keskenyebbek lesznek.

A holt zónán kívül ismerünk még ún. „fedett zónát” is. Ez akkor keletkezik, ha pl. az F2 réteggel kívánjuk az összeköttetést



48. ábra. Az F2 réteggel kívánt visszaverődés helyett már az E visszaverte a rádió hullámot. Az E elfedte a távolság egy részét, a „fedett zónát” a rádióhullám elől

lebonyolítani, hullámunk azonban, még mielőtt elérte volna az F2 réteget, az E rétegen megtört. Ez annyit jelent majd, hogy alacsonyabbról, kisebb távolságra hajlik. A mostani leérési pontja és a kívánt leérési pont közötti szakaszt nevezzük fedett zónának, mert ezt az E réteg „elfedi” az F2 réteg elől.

Nem lehet bármilyen hosszúságú hullámmal még az első ugrást sem megtéetni, könnyen lehet, hogy az alkalmazott frekvencia már oly nagy, amekkora áttöri a kiválasztott réteget. A hullámhosszat előre ki kell választanunk. Az ionoszférakutató állomások megállapítják minden egyes réteg határfrekvenciáját függőleges beesésre. Ebből az értékből kiszámíthatjuk a kívánt távolságra alkalmas frekvenciát. Először meg kell állapítanunk, hogy az adott távolság fele fölött hullámunk mekkora szög alatt fog behatolni az ionoszférába. Ha a távolság oly kicsiny, hogy a földfelület még síknak tekinthető, akkor a beesési szög számítása közönséges feladat. Ha a szöget már ismerjük, át kell számítanunk a függőlegesben mért határfrekvenciát erre a szögre. A kapott frekvencia lesz *a legmagasabb használható frekvencia* a kívánt távolság áthidalására. Angol neve után (maximal usable frequency) mindenütt *MUF*-nak rövidítik. Ha a függőlegesben mért határfrekvenciát pl. az E rétegre $f^{\circ}E$ -vel jelöljük, a távolságból és a vizsgáló állomástól kapott rétegmagasság ($h'E$) adatából számított beesési szöget α -val, akkor a

$$MUF = \frac{f^{\circ}E}{\cos \alpha}$$

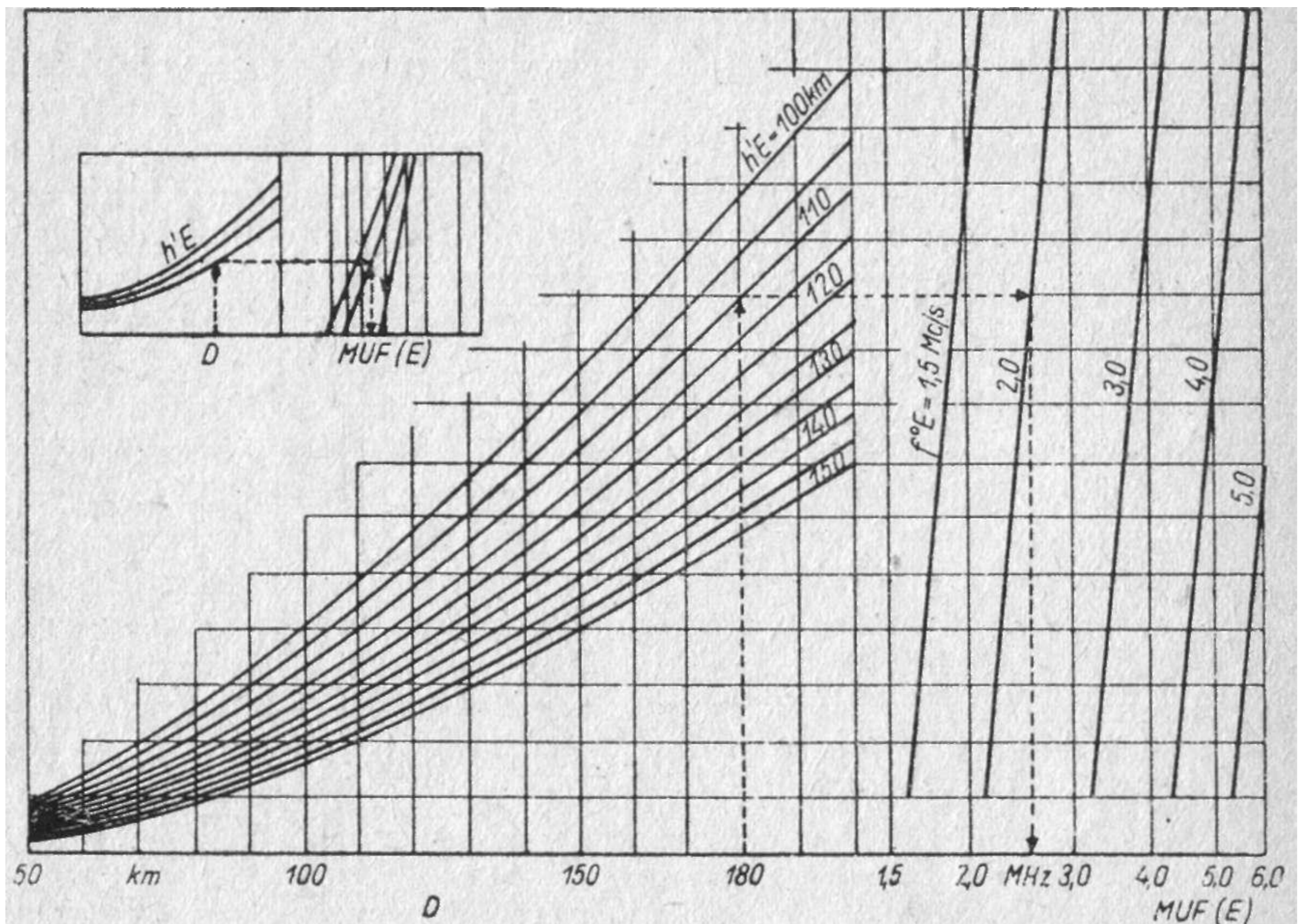
Amennyiben más réteget használunk fel, annak az adatait kell megkérdeznünk. Pl. 200 km-re kívánunk rádióösszeköttetést. Az ionoszférakutató állomás szerint az E réteg határfrekvenciája, $f^{\circ}E = 3,0$ MHz, a magassága pedig, $h'E = 100$ km. A magasság adata és a távolság rögtön megadja a beesési szöget: 45° , ekkor :

$$MUF = \frac{3,0}{\cos 45^{\circ}} = \frac{3,0}{0,71} = 4,2 \text{ MHz}$$

Tehát a legmagasabb használható frekvencia 4,2 MHz a 200 km-es távolságra.

Ezt a számítást is elkerülhetjük, ha a mellékelt nomogramot használjuk. A bal oldalon a távolságot kiválasztjuk, ezen felfelé haladunk, amíg el nem értük az ionoszférakutató állomás által megadott $h'E$ értéket a magassági görbék valamelyikén. E ponttól jobb felé haladunk, vízszintesen, amíg a jobboldali oszlop ferde

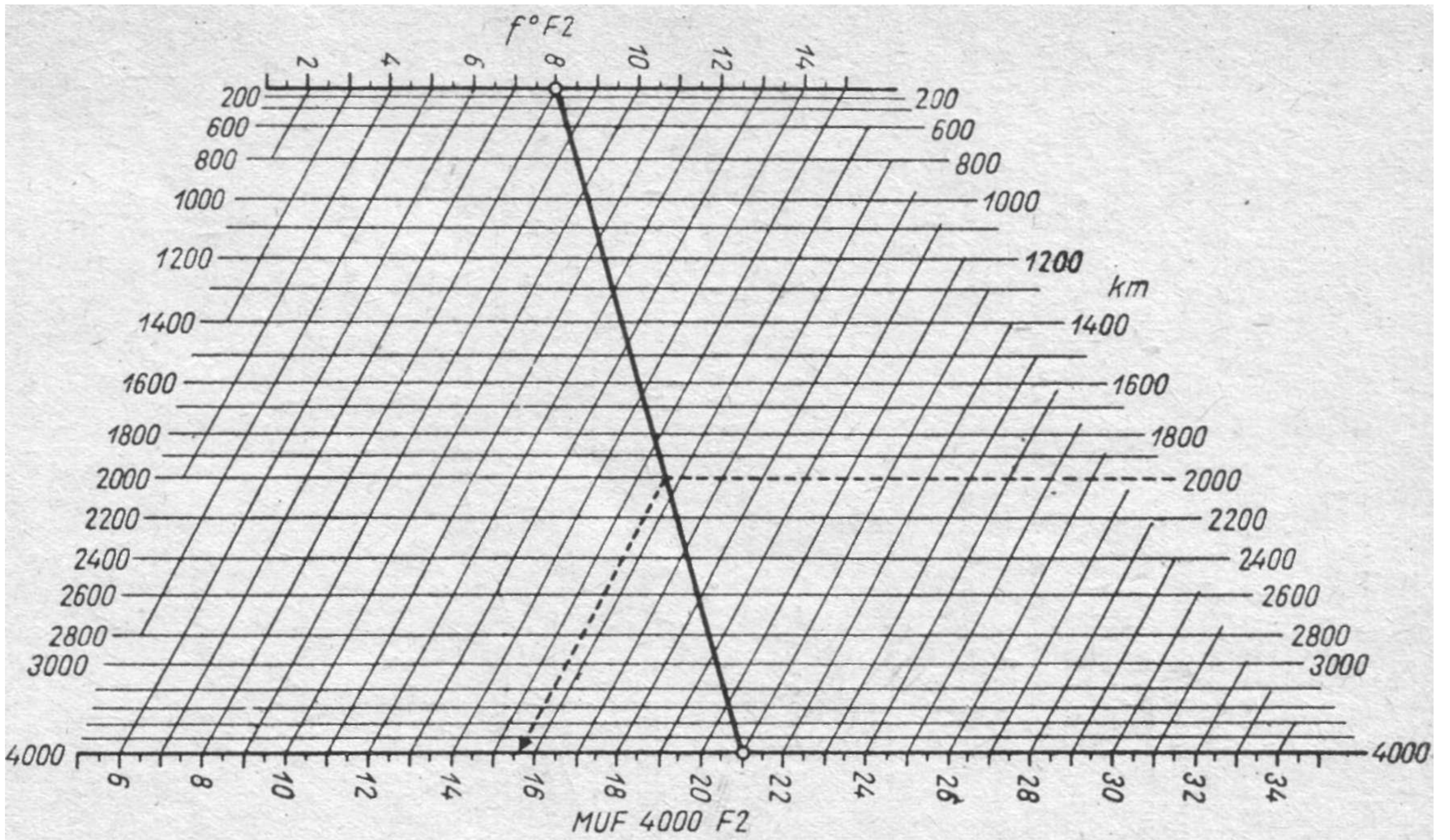
vonalai között meg nem találjuk a kapott határfrekvenciát. Ekkor ismét lefelé haladva, a $MUF(E)$ vonalán kapjuk meg a legnagyobb használható frekvenciát.



49. ábra. A legmagasabb használható frekvencia megállapítása kis távolságokra ezzel a nomogrammal történhetik. Az áthidalandó távolság legyen 180 km. Megkérdezzük az ionoszféra vizsgáló állomást, mekkora az E réteg virtuális magassága ($h'E$) és a határfrekvenciája ($f^{\circ}E$)? A felelet pl. : az előbbi 110 km, az utóbbi 2,0 MHz. Ekkor a D vonalán megkeressük a 180 km-t, felfelé indulunk, amíg el nem értük a 110 km-t, aztán ebben a magasságban jobb felé haladunk, amíg a ferde vonalak között a 2,0-nak megfelelőt nem értük el. E pontból merőlegest ejtünk a $MUF(E)$ vonalára és itt leolvassuk a kívánt frekvenciát: 2,5 MHz-et.

Akár számítással, akár a grafikonon nyertük is a MUF -ot, ez valóban a „maximális” érték lesz. Elég az ionoszféra kisebb ionsűrűség-ingadozása, csökkenése, hullámunk máris átüti az E réteget. Ez ellen úgy biztosítjuk be magunkat, hogy a kapott MUF frekvenciából levonjuk 15%-át. A most nyert frekvencia lesz a FOT , a „legjobb forgalmi frekvencia”.

Nem biztos azonban, hogy adókészülékünk alkalmas ennek a frekvenciának kisugárzására és ezért jó lenne tudni, hogy mekkora az a legkisebb frekvencia, amellyel erre a távolságra még dolgozhatunk. Sajnos, ehhez már abszorpció-adatok is kellenek és ezt „házilag” nem tudjuk kiszámítani.

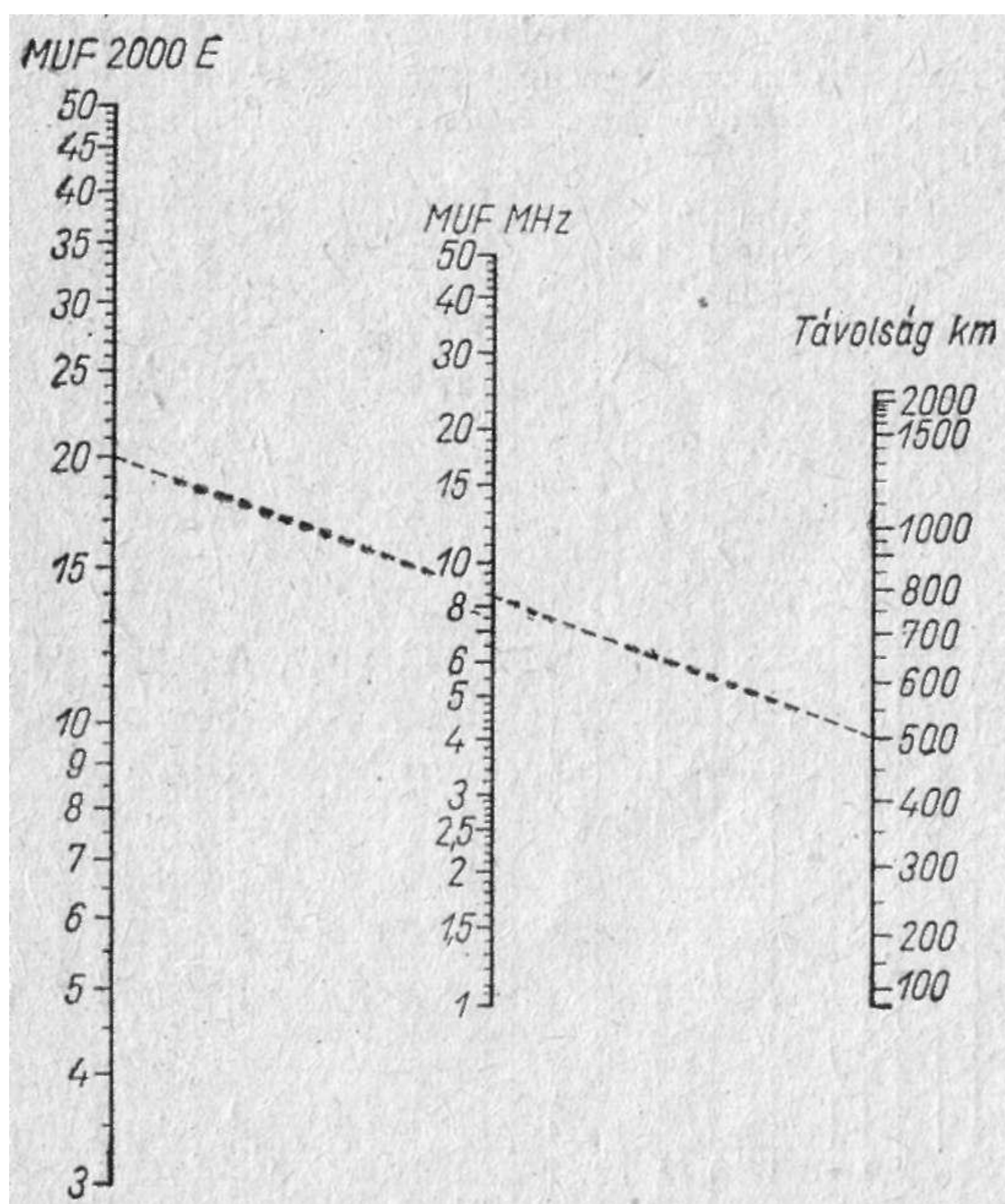


50/a ábra. A legmagasabb használható frekvencia megállapítása nagyobb távolságokra, az F2-rétegre. A kérdéses távolság legyen 2000 km. Meg kell kérdeznünk az ionoszféravizsgáló állomástól a $MUF\ 4000\ F_2$ -t és az F2 réteg pillanatnyi határfrekvenciáját. Legyenek ezek sorban 21,0 MHz és 8 MHz. Az előzőt a jobb, a következőt a bal oldalon jelöljük ki, a két pontot összekötjük egy egyenessel. Most a 2000 km jelzésű függőlegesen lefutunk az általunk húzott összekötő egyenesig, innen pedig a jobbra dülő párhuzamosok között haladunk tovább, míg a jobb oldalon a skálát el nem érjük. Itt leolvassuk a pillanatnyilag 2000 km-re használható legmagasabb frekvenciát, a 15,5 MHz-et.

Az előrehaladottabb ionoszférakutató állomások már nem a magasság és határfrekvencia adatokat adják, hanem mindjárt a *MUF*, a *FOT*, vagy pedig, ha szükséges, a legalacsonyabb használható frekvenciát, a *LUF*-ot (lowest usable frequency),

Rendszerint állandóan készenlétben van az E és F2 rétegekre vonatkozó *MUF* a 2, 3 vagy 4 ezer km-es távolságokra (pl. *MUF* 3000 F2). Ezek segítségével, a pillanatnyi határfrekvenciák felhasználásával a közbeeső távolságokra is megállapíthatjuk a legjobban használható frekvenciát a mellékelt nomogramokból.

Az első nomogram a nagyobb távolságok áthidalásához szükséges. Legyen a kívánt távolság pl. 2000 km. A szükséges adatok : *MUF* 4000 km F2 és $f^{\circ}F2$. Az ionoszférakutató állomás szerint az első 21 MHz, a második 8 MHz. Az elsőt a jobb szélső, a másodikat a bal szélső függőlegesen jelöljük ki, aztán egy egyenessel összekötjük a két pontot. Most a kívánt 2000 km-es távolságot



50/b ábra. 2000 km-ig, az E réteg felhasználásával mekkora frekvencián létesíthetünk összeköttetést? Legyen a kívánt távolság 500 km. Kérdezzük meg az ionoszféravizsgáló állomástól, hogy mekkora a jelenlegi *MUF* 2000 E? A felelet pl. : 20 MHz. Ekkor az 500 km távolságnak és a 20 MHz-nek megfelelő pontokat összekötjük egy egyenessel és a középső függőlegesen leolvassuk a legmagasabb használható frekvenciát: 8,5 MHz-et

jelző függőlegesen lefutunk az általunk húzott egyenesig, ettől kezdve pedig a jobbra dülő párhuzamos egyenesek között folytatjuk vonalunkat a jobb szélső függőlegesig. Itt leolvassuk a 15,5 MHz frekvenciát, amely az adatok szerint a *legmagasabb* használható frekvencia lesz 2000 km-re.

A másik nomogram az E és esetleg az F1 réteg felhasználását teszi lehetővé. Ennek használatánál csupán a *MUF* 2000 E adataira van szükségünk az ellenállomás km távolságán kívül. Ezt a két adatot itt is összekötjük egy egyenessel és leolvassuk a közbeeső függőlegesen metszett MHz értéket.

mely ismét az adott távolságra a legmagasabb használható frekvencia (pl. 500 km távolságra, $MUF\ 2000\ E = 20$ MHz esetén 8,5 MHz a legmagasabb használható frekvencia).

A 4000 km-nél nagyobb távolságok áthidalásának kérdése már nehéz feladat elé állítja a gyakorlott szakembereket is, még akkor is, ha a szükséges térképek, határfrekvencia-adatok, csillapítási és légköri zavarokról szóló jelentések birtokában vannak.

A távközlés nagy fontossága miatt már több államban egész intézmény foglalkozik a különböző MUF értékek pillanatnyi előállításával, sőt több időre előre jelzésével is. Több „iskola” alakult ki, melyek többékevésbé hasonló módszerekkel készítik terjedési prognózisaikat. Legnagyobb arányú ilyen tevékenységet a washingtoni The Central Radio Propagation Laboratory fejt ki, mely három hónapra előre készít terjedési prognózist, melyet bárkinek megküld (Basic Radio Propagation Predictions). Ezekben a prognózisokban szerepel az egész világra vonatkozó F2 Zero MUF , amely tulajdonképpen a helyi $f^{\circ}F2$ -t, az F2 réteg határfrekvenciáját kívánja adni, aztán ugyancsak az F2 rétegre adják a 4000 km-es MUF -ot. Mindezt a világ különböző, megadott zónáira. Jelzik még az E rétegre vonatkozó $MUF\ 2000$ -et is, a szporadikus E réteg előfordulásának valószínűségét stb. Ezek a prognózisok ma a legáltalánosabban használt hullámterjedési segédletek.

A Szovjetunióban Leningrádban a Geofizikai Intézetben foglalkoznak hullámsáv prognózisokkal. Nevezetes még a francia katonai ionoszférakutató intézet, ahol külön eljárást dolgoztak ki az előrejelzésekre, olyant, amely az ionoszféra összes rétegeit figyelembe veszi, tehát a távközlésre minden alkalmat kihasználta. Prognózisaikat több rádió-lapban közlik.

a) Hosszú- és középhullámok terjedése

A hosszú- és középhullámok terjedése a földfelület mentén majdnem teljesen az idevágó egyenletek szerint történik. A nagyon hosszú hullámoknál a talaj okozta csillapítás oly csekély, hogy több ezer km-es útjuk után sem jelentékeny. Interferencia ezeknél a hullámoknál alig lép fel, mert az ionoszférából csekély energia verődik a talajra. A térerősség számításához felhasználható a Térerősség fejezet alatt ismertetett legegyszerűbb képlet is, csupán — mert ezek a hullámok nagy utakat járnak be — a Föld görbülete veendő még számításba. Az így átalakított Austin-féle térerősségképlet a következő :

$$E = \frac{0,12 \pi J h}{\lambda \cdot d} \sqrt{\frac{\vartheta}{\sin \vartheta}} \cdot e^{-\frac{\alpha \cdot d}{\lambda^{0,5}}}$$

Ebben a ϑ szög a Föld középpontjából az adó- és vevőállomáshoz húzott sugarak által bezárt szög, az α pedig az Austin-féle állandó, melyet tenger feletti összeköttetésekre 0,0015-nek kell vennünk.

Minden hosszúságot jelentő adatot km-ben kell behelyettesíteni. Ezeknél a hullámoknál az időjárás se jön számításba, legfeljebb a légköri zörejek túltengésében. Talán a legjobb összekötést jelentenék, ha lehetne oly jól modulálni őket, mint a rövidebb hullámokat és ha a zivatarok sercegése nem ugyanezen a több ezer m-es hullámokon volnának a legerősebbek.

A középhullámoknál már sokkal jelentősebb a talaj által okozott abszorpció. A hegyek is akadályt jelentenek velük szemben. Jó példa erre a svájci Beromünster és még más adóállomások, melyeknek energiája a hegyek között, az adóállomástól 4—5 km-re a századrészére csökken. A hosszú- és középhullámoknál is észrevehető napi menet. Általában éjszaka nagyobb, nappal kisebb a térerősség. Tekintettel arra, hogy ebben az esetben az ionoszféra nem, vagy csak jelentéktelenül jön számításba, eddig csupán az a magyarázat, hogy éjszaka kisebb a talajmenti levegőben az abszorpció. Naplementekor élesebb minimumot lehet tapasztalni, mely annál kisebb, minél hosszabb a hullám. A 18 km-es hullámoknál már nyoma sincsen. Erre még nem láttunk magyarázatot, talán a C réteg hosszabb és alaposabb vizsgálata erre is ad feleletet.

A térerősség évi menete ezeknél a hullámoknál egyáltalában nem jelentékeny. Talán annyi a lényeges a változásokban, hogy a téli éjszakai maximum nagyobb a nyárinál és hosszabb idejű, vagyis a napsütés függvénye. Az esti, napnyugtai minimumok csökkennek tavasszal és ősszel.

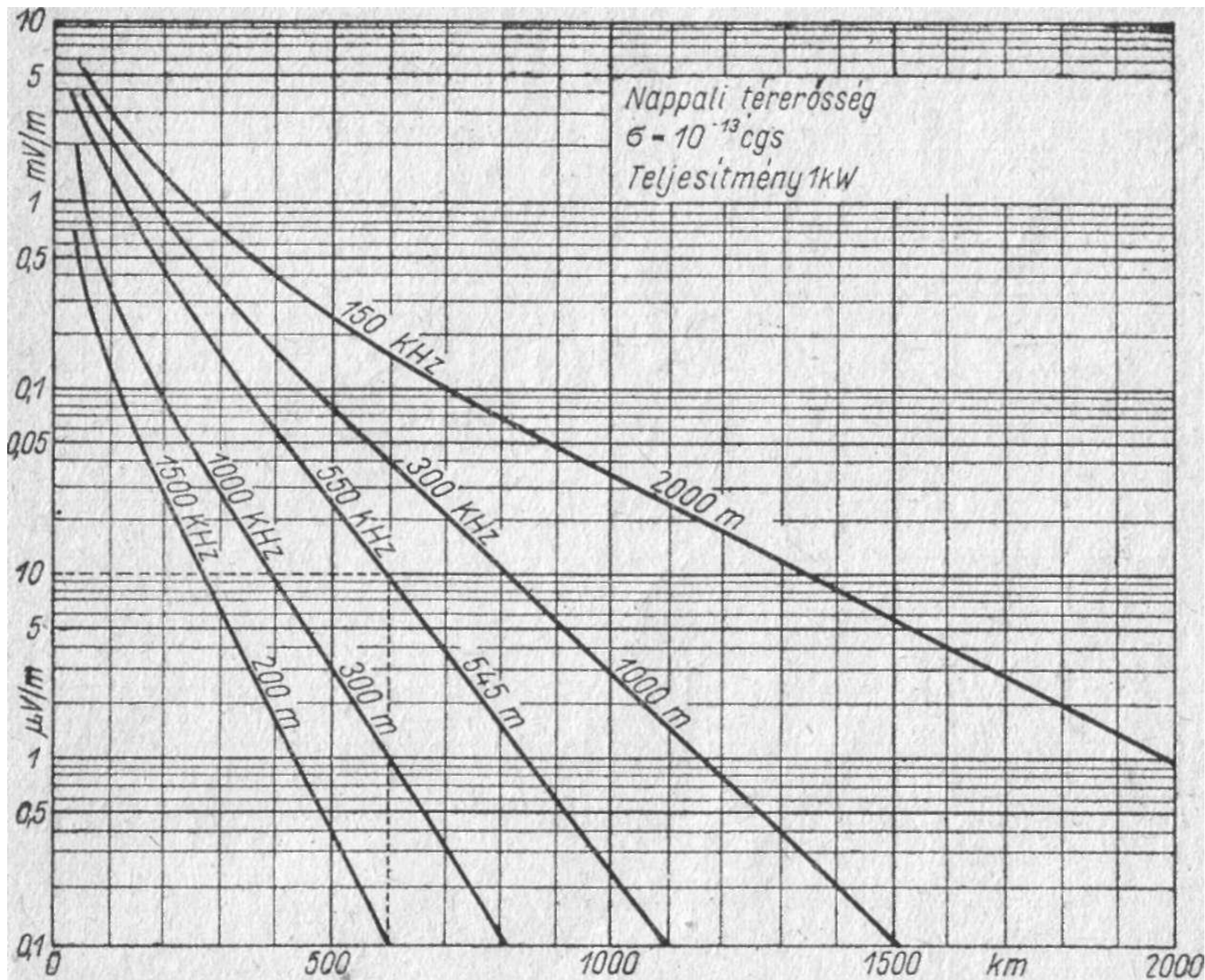
Sokáig abban a hitben voltak a rádiósok, hogy a hosszú- (és közép) hullámokra az időjárás egyáltalában nincsen hatással. Tény az, hogy az ilyen adóállomástól még 100 km-re sem lehet különösebb térerősségváltozást észrevenni az időjárás megváltozásakor, vagy egyes időjárási helyzetekben.

Kitűnt azonban, hogy sok olyan esetben történt e hullámoknál polarizáció és irányváltozás, amikor az ionoszférát nem lehetett okolni érte. Ellenben ugyanakkor negatív hőmérsékleti gradiens és felfelé növekedő párányomás volt a vétel helye közelében.

Ismeretes, hogy a rövidhullámok a földmágnességi zavarok idején gyengébben vehetők. A hosszú- és középhullámok éppen fordítottan viselkednek. Ugyanezt lehet megállapítani a napfoltszámokkal is. A rövidhullámok teljes kimaradásakor (Mögel—Delinger eff.) a hosszúhullámok vétele jelentékenyen megjavul.

Meg kell állapítanunk, hogy valóban a hosszúhullámok terjedése elé gördít a légkör a legkevesebb akadályt és így nagyobb távolságokra is használhatók. A 20 km-es hullámhosszú bandoengi adó talán most is vehető az egész világon. Tekintettel azonban arra, hogy igen nagy energia, hatalmas antennák, tornyok kellenek

hozzájuk, továbbá leginkább csak morzeadásra alkalmasak, inkább a sokat akadályozott rövidhullámokat veszik igénybe a nagy távolságú összeköttetéseknél.



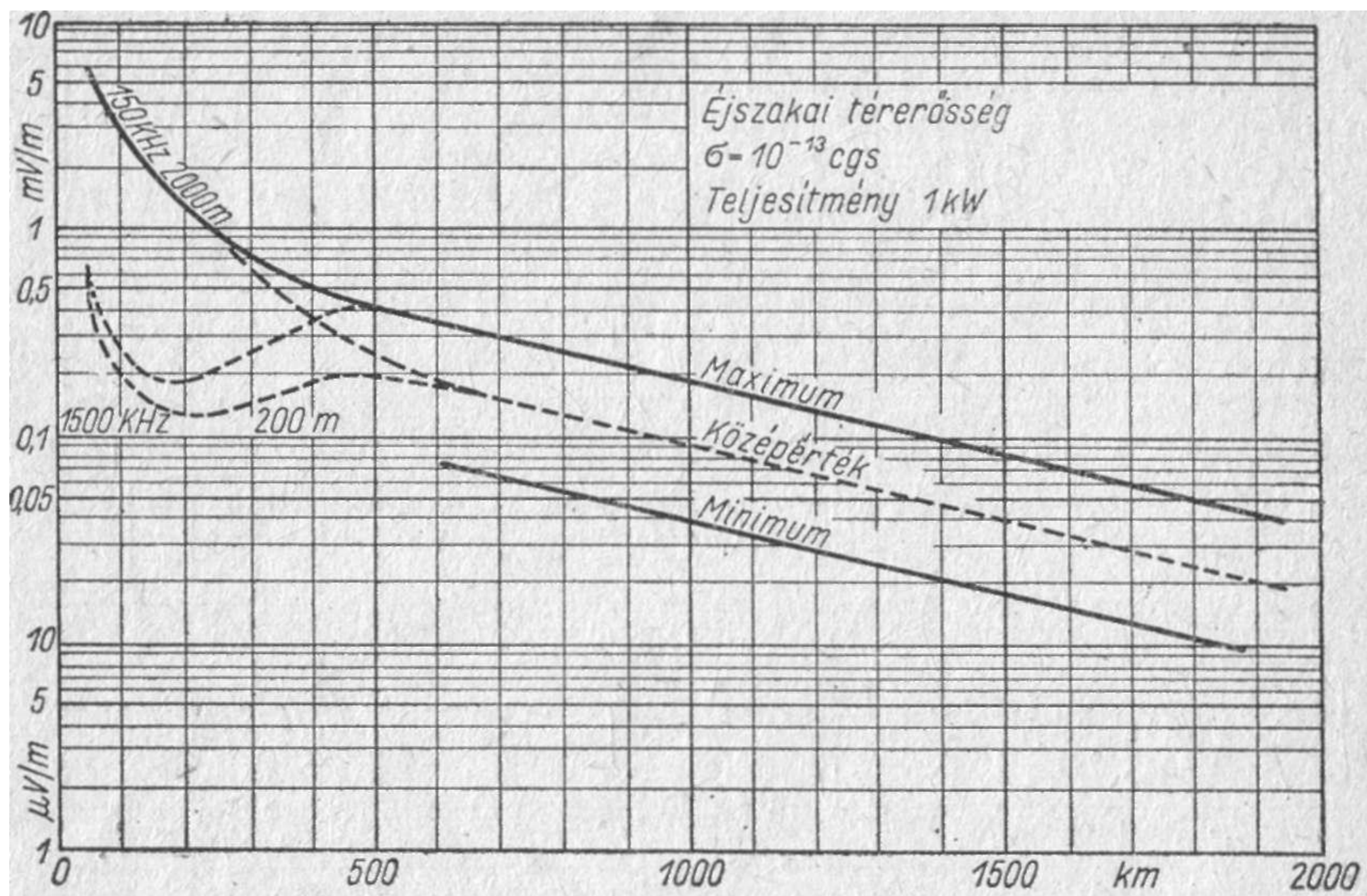
51/ a ábra

A hosszú- és középhullámok térerősségéről ad képet a mellékelt két nomogram. Mindkettő a hazai viszonyok között közepesnek tekinthető talaj abszorpcióra készült. A nappali térerősségeket ábrázoló görbék egyszerűek, az éjszakai térerősség már inkább ingadozhat egy maximum és minimum között, továbbá a rövidebb résznél az ionosféra hatásait is figyelembe kell venni. Az adatok 1 kW-ra vonatkoznak, eltérő erősség esetében a leolvasott értékeket a kimenő teljesítmény négyzetgyökével kell szorozni.

60—200 m-es hullámok

Ezt a hullámsávot a hivatalos, a hírsávot továbbító, a repülési és hajózási, a rendőrségi és katonai, a meteorológiai és más hasonló állomások használják kisebb távolságok biztos áthidalására, Két keskenyebb sávot az amatőrök is kaptak belőle.

Terjedési, szempontból átmeneti sávnak nevezhetnénk a közép- és a rövidhullámok között. Nappal az E rétegről verődnek vissza. Hatótávolságuk nem nagy, legfeljebb 1000 — 1500 km. A hivatalos



51/b ábra.

állomások nagy energiákkal ezt a távolságot a felületi hullámaikkal is elérik. Éjjel a felületi hullámok hatótávolsága másfélszeresre növekszik. Így mondhatjuk, hogy ez a hullámsáv éjjel-nappal kb. ugyanakkora távolságra jó. Ehhez azonban feltétlenül szükséges a több száz W-os energia, mert különben a D rétegen történő áthaladás alkalmával az összes energia elvész. Ez az oka annak, hogy az amatőrök ezen a sávon csak ritkábban tudnak nagyobb távolságot elérni.

A felületi hullám nagy távolságú terjedése és a térhullám gyors letörése miatt a holt zóna ezeken a hullámokon jelentéktelen szélességű, olykor teljesen el is tűnik, különösen a 150 — 200 m-es sávban. Annál inkább előfordul azonban a kétféle hullám találkozásakor az interferenciából eredő fading.

Ezeknek a hullámoknak tehát nincsen nagy különbségekkel jelentkező napi menetük, sőt évi menetük sem. A napi menet csupán a D réteg éjszakai feloszlásában, az évi menet pedig a D réteg élettartama csökkenése vagy hosszabbodása által állhat elő,

Az amatőrök gyengébb energiái jobban megérik az időjárás és az ionoszférabeli változásokat is. Ezért az amatőrök számára mégis adódnak különbségek. Nézzük külön a legelső amatőr sávot, a 160 m-es hullámokat.

Ez a sáv határozottan nem „rövidhullámú”. A holt zóna rövid sugara rendszerint nagyobb 100 km-nél, éjjel 50—100 W energiával 1000 km is lehet, ha tengeri eredetű levegőben terjed a hullám. Az éjszakára valószínűleg fennmaradó gyenge ionozottság az E réteg helyén annyira legyengíti ezeket a hullámokat, hogy a térhullámok nem tudják kihasználni az F2 réteget és így a nagyobb távolságú összeköttetés nem lehetséges. Az olyan téli éjszakákon, amikor a nappal képződő D és E rétegek már a nap folyamán is gyengék, éjszakára pedig teljesen eltűnnek, a 160 m-es hullámok is feljutnak az F2 rétegeig és rögtön lehetséges a 2000 km-es vagy még nagyobb távolságú qso is. Ugyanez a helyzet előfordulhat a naptevékenység olyan különleges eseteinél, amikor nem jut elég ionizáló foton az alsó rétegek számára, fölül pedig sűrű rétegek vannak.

A téli évszakban előforduló távolabbi összeköttetésekre tehát számíthatunk, a másik eset azonban teljesen véletlen.

Egészen más a helyzet a 80 m-es sávban. Ezt már rövidhullámnak nevezhetjük, terjedése is főképpen az ionosféra rétegek segítségével történik. Ez a sáv volt az amatőrök „klasszikus” sávja.

A nappali terjedésénél az E réteg jöhet figyelembe, természetesen a D réteg elnyelő hatását is számítanunk kell. Elegendő, tehát néhány 10 W energia és olyan napokon, amikor az ionoszféravizsgáló állomásokon a rétegek többszöri visszaverődése is megfigyelhető, a 80 m-es hullámokkal nappal is elérhető a 300—400 km. Az E rétegről történő visszaverődés miatt az első ugrásból (visszaverődésből) leérő hullám még találkozik a felületi hullámokkal és így fadingzóna lehetséges, holt zóna azonban ritkábban.

Az éjszakai terjedésnél más a helyzet. Teljesen különválaszthatók a felületi és a térhullámok. A felületiek elenyésznek már a 100 km körül (ekkora távolságra kb. 20 W energia szükséges éjszaka!), az F2 rétegről lehajló térhullámok azonban csak nagyobb távolságban, esetleg 400 km körül érnek talajt.

Téli időben, amikor a D réteg nappal igen gyenge, az E réteg éjszakai maradványa se jön számításba, a 80 m-es sávval az 5—8000 km is elérhető, különösen nyugat felé, mert ebben az irányban az egyes ugrások alkalmával a hullámok tengervizet találnak.

A 80 m-es sáv terjedési szempontból igen jónak tekinthető, különösen télen, Nyáron, az elmondottakon kívül (ekkor sűrű a D

és az E réteg) még az is csökkenti az összeköttetések számát, hogy ez a hullámsáv elég hosszú ahhoz, hogy a légköri zavarok tomboljanak benne. Ezeket csak — az amatőrök számára rendelkezésre nem álló — nagy energiákkal lehet elnyomni.

Bármilyen hullám terjedési távolságának számításáról van szó, feltétlenül szükséges tudnunk, hogy melyik réteg közvetíti. A 100—200 m-es hullámokat vagy az E réteggel továbbíttatjuk, vagy pedig csak a felületi hullámaikat használjuk ki. Az előbbi esetben csak a nappali órákról van szó. A terjedés lehetőségét és az 50b ábrán mellékelt grafikon használatához szükséges *MUF* 2000-as frekvenciát (az E rétegre vonatkoztatva) megadják az ionosféra-vizsgáló állomások.

Ha tehát ezekkel az átmeneti hullámokkal kívánunk összeköttetéseket, nézzük meg a *MUF* 2000-et, ez mondjuk 20 MHz. Az 50b ábra grafikonján a baloldali függőlegesen a 20 MHz-et összekötjük az áthidalandó távolság számjegyével (a jobboldali függőlegesen). Az összekötő egyenes a középső függőlegesen megmutatja a használandó legmagasabb frekvenciát (jelen esetben, ha 500 km-re kívánunk összeköttetést, a *MUF* 8,5 MHz lesz). Az így kapott frekvenciából még le kell vonnunk 15%-ot, ez lesz a *FOT*, melyen feltétlenül végrehajthatjuk a kívánt összeköttetést.

60—10 m-es hullámok

Ezeket a dekaméteres hullámokat nevezzük általában rövidhullámoknak. Előnyösebb lenne, ha az általános szokás is a rezgésszámokat venné figyelembe, mert akkor rögtön kitűnnék, hogy mekkora távolság van a 60 m és a 10 m között. Amíg a 200 m-nek megfelelő 1,5 MHz és a 60 m-nek megfelelő 5 MHz között az arány alig haladja meg a háromszorost, addig az 5 MHz és a 10 m-nek megfelelő 30 MHz között éppen hatszoros az arány. Ez a hullámsáv tehát voltaképpen kétszer olyan széles, mint az előbb tárgyalt, terjedési szempontból tehát még több keskenyebb sávra is oszthatnánk.

Általában ezek a hullámok szolgálják a nagy távolságú összeköttetések céljait. Az ionosféra rétegei közül túlnyomóan csak az F2 réteget használják fel, a többi réteg úgyszólván csak akadálynak számít. Ismerjük már az F2 réteg napi és évi változásait és ebből rögtön arra is következtethetünk, hogy e hullámok terjedése mind a napszak, mind az irány szempontjából igen sokféle változatot mutat. Ha végigtekintünk az amatőrök számára kiadott sávok terjedési viszonyain, akkor kb. jellemeztük az egész fenti hullámterjedelmet.

A 40 m-es sáv a 7 MHz frekvenciájával még akkor is használható az F2 rétegen történő visszaverődésre, ha ez éjszakára 3 MHz határfrekvenciát mutat. A nagy szög alatt beeső hullámok nagy távolságokban érik majd a talajt, ezért a 40 m-es hullámokat már jól lehet használni a világrészek közötti összeköttetésekre. Ez a sáv azonban még annyira „hosszú”, hogy a D és E réteg nemcsak gyengíti, hanem sokszor teljesen elemészti. Így lett a 40 m-es sáv a „sötét” félgömb sávja, mert abban az irányban és addig lehet használni, amerre és amíg a Naptól elfordult félgömb árnyékban van.

Így pl. nyugat felé akkortól kezdve kísérletezhetünk, amikor a kívánt összeköttetési helyen éppen lenyugvóban van a Nap, természetesen csak addig, amíg nálunk fel nem kelt, sőt már egy fél órával a mi napkelténk előtt vége van a qso-nak, mert odafenn az F2 rétegben előbb kel a Nap.

Délnyugati összeköttetések, tehát pl. Dél-Amerikával kezdett qso-k kevésbé sikerülhetnek, még a sötét napszak alatt se érdemes kísérletezni. Ennek a földrésznek északi részén, az egyenlítő környékén, továbbá a Mexikói-öbölben annyi zivatar van állandóan, hogy a villámok keltette légköri zavarokban elvész az amatőr adók hangja.

Kelet felé kívánt összeköttetésekhez azt az időpontot kell kiválasztanunk, amikor nálunk már gyenge a D réteg abszorpciója, az ellenállomás pedig még árnyékban van. Így pl. egy kínai állomással közvetlen napnyugtakor kezdhetünk összeköttetést és csak egy-két órán át tarthatjuk fenn.

A 40 m-es sávon lehetséges, sőt újabban szokás a hosszabbik úton is összeköttetéseket megpróbálni. A hosszabbik út alatt értjük azt a távolságot, melyet a hullám a Föld megkerülésével tesz meg, amikor egy állomás felé halad. Ezen a módon lehet pl. az Oceánia amatőrjeit elérni olyan napszakban, mikor a nyugat felé induló hullám végig sötétben haladhat. Az irányokkal azonban vigyáznunk kell. A rádióhullám ugyanis mindenkor az adó- és vevőállomás között a földgömbön elképzelhető legnagyobb kör mentén halad (mert ez a legrövidebb út). Sem a legnagyobb köröket, sem a nappal-éjszaka viszonyokat nem láthatjuk helyesen másként, csak egy földgömb segítségével.

A 40 m-es sávon tehát céltudatos összeköttetések inkább csak nyugat felé lehetségesek, amerre a tenger a visszaverő talajfelület és a legközelebbi világrész, Amerika csak 5-6000 km távolságban kezdődik, hosszabb ideig tart tehát a sötét napszak felettük és felettünk együttesen.

Kelet felé az ugrások szárazföldi talajra érnek, melynek jóval nagyobb az elnyelése, amellet ez a szárazföld ebben az irányban igen nagy kiterjedésű, tehát mire a tengerre következének a hullámok, már nagyon gyengék.

Olyan rendkívüli terjedési viszonyok, melyek következtében a rádióhullám két ionosféra réteg közé szorul és így halad tova sok ezer kilométert, aztán egy alul ritkább rétegen át a talajra esik, előre egyáltalában nem számíthatók, jelezhetők.

Azzal azonban egyenesen számolnunk kell, hogy kelet felé ezt a hullámsávot a fenti okból a hajnali órákban nem használhatjuk : nálunk még ilyenkor nincsen se D, se E réteg, a magasba törő hullám tehát feljut az F2 rétegegig. Visszahajlítva azonban már ott találhatja az előrehaladott napszaknak megfelelő E réteget, esetleg az F1 réteget. A frekvenciától és a beesési szögtől függ, hogy át-tör-e majd ezeken a hullám lefelé. Ha nem, akkor a rétegek alkotta hullámszorítóban átfuthat egészen a nappali megvilágítású félgömbön át addig a pontig, ahol elég ritka lesz már az alsó réteg. Ott tör majd le, ahol a napnyugta következik. A hosszú úthoz természetesen elegendő energia is kell.

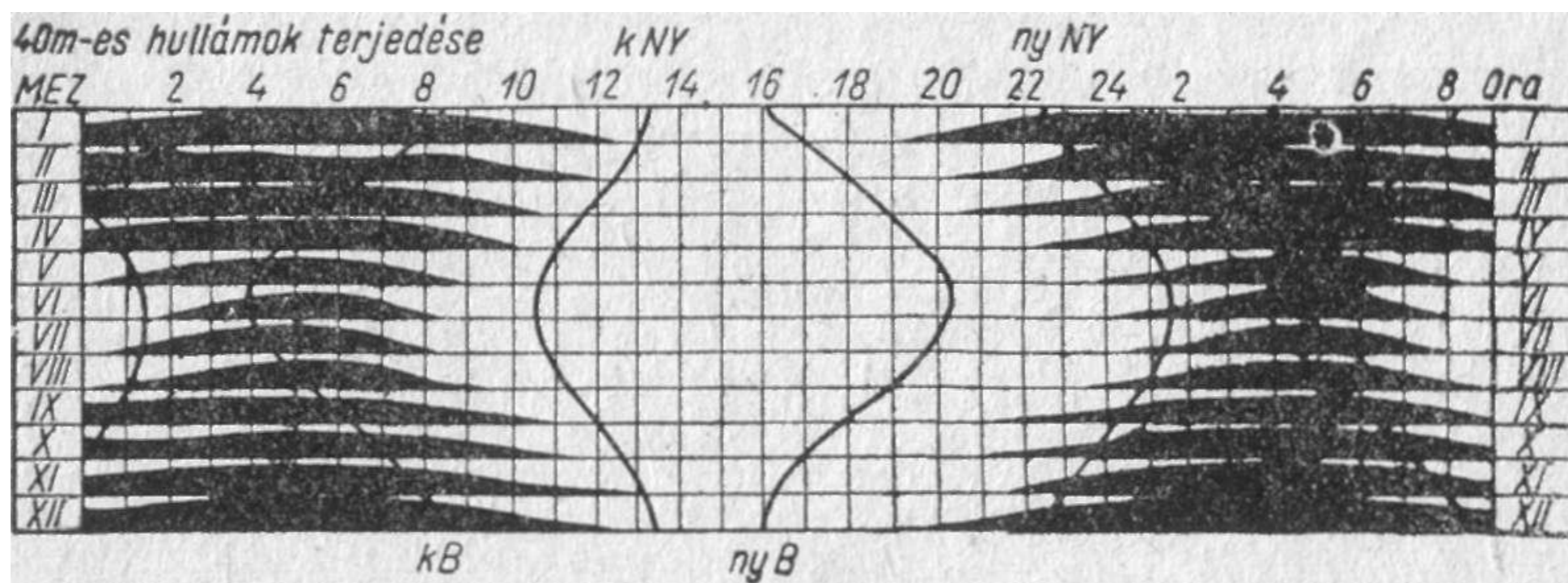
A 40 m-es hullámok nappali terjedése az E réteg segítségével is történhetik, különösen a nyári hónapokban, amikor az E réteg határfrekvenciája a 4 MHz-et is elérheti. Az *igen nagy szög alatt beeső* hullámok még megtörhetnek rajta. Azonban már ez az eset se lehet mindennapi, mert ugyanekkor a hullámok hosszabb utat tesznek meg a D rétegben is, amely a nullára is gyöngítheti az energiát. A meredekebben futó hullámok esetleg nappal is feljutnak az F2 rétegegig, itt kisebb szög is elegendő a visszaverődéshez, az első ugrás hossza tehát nem lesz nagy távolság.

A fentiek figyelembevételével a nappal elérhető távolság kb. 7-800 km. A felületi hullámok (20 W erősség esetén) kb. 50-60 km-ig jutnak el, nagyobb energiájú adóknál persze messzebb. A holt zóna tehát elég nagy nappal is, nagy energiájú állomások esetén is. Este, amikor csak az F2 réteg hatásos és a lapos szög alatt futó hullámok eleve messze érnek talajt, a holt zóna igen nagymértékben kiszélesedik, olykor (Budapestről nézve) egész Közép-Európát tartalmazza, sőt csak az 1000-1500 km távolságban levő területekkel lehet összeköttetéseket találni. Ugyanekkor növekszik meg a hatótávolság a többszörös ugrások révén, a sötétségben levő félgömből és felé.

Sajnos még a 40 m-es sáv is oly mértékben hozza a légköri zavarokat, hogy a nyári összeköttetések száma emiatt is csökken.

Tekintettel arra, hogy a 40 m-es hullámokat éjszakai hullámoknak nevezhetjük, a naptevékenység nincs akkora hatással

terjedésükre, mint első pillanatban gondolnók. Igaz, hogy a napfolt-maximum idején az E réteg ionjai is szaporulatot mutatnak, de ez alig számottevő a *MUF* tekintetében. Az F2 réteg ugyan erősen megnövekszik, sűrűsödik és szét is terjed, de éjszakára a rekombináció ismét megritkítja. Bizonyos, hogy éjjel is sűrűbb marad ilyenkor, de ez csak annyit jelent, hogy a 40 m-es hullám biztos visszaverő felületet talál, sőt még az 50 m-es sávban levő hírszóró állomások is nagyobb távolságra terjedhetnek.



52. ábra. A 40 méteres hullámok terjedése New York és Berlin között, napfoltminimum idején

Mivel az erősebb naptevékenység több olyan fótont is jelent a légkörben, mely egészen alacsonyra, a D rétegig hatol le, ilyenkor a D réteg abszorpciója is növekszik. A nappali terjedés tehát most sem előnyös.

Minden elméletnél többet mondanak a tapasztalat grafikonjai. A mellékelt ábrán láthatjuk az Európa és Amerika közötti összeköttetések ábráit a napfoltminimum idejéből. Az összeköttetések New York és Berlin között zajlottak le. A berlini és New York-i napfelkelte és napnyugta az év folyamán érzékelteti a mindenkori „sötét” napszak időtartamát az állomásokon.

Ez az ábra egyúttal előrejelzés is a 40 m-es sávra, az adott irányban, igaz, hogy a napfoltminimum idejére, de tekintve a fenti megokolást, éjszakai összeköttetésekhez a maximum bekövetkezésekor, tehát a jelenlegi években is jól használható.

Láthatjuk minden hónap mentén a relatív skálában felrajzolt vételerősségeket. A vételi lehetőségnek a nyári hónapokra bekövetkező rövidebb időtartama mutatja az évi menetet.

Ausztrália felé a 40 m-es hullámokat legfeljebb júniusban használhatjuk, éjfélről reggel öt óráig, aztán kedvező helyi D réteg viszonyok esetén 15 órától 22 óráig. Szeptember- és októberben inkább a 6 és 10 óra, majd délután a 15-22 óra között, hasonló helyi feltételek mellett.

Egészen más képet mutat a nap és az év folyamán is a 20 m-es hullámok terjedése. A 15 MHz már akkora frekvencia, hogy az éjszaka megritkult F2 réteget is áttöri. Ez az eset télen többször fordul elő, mert akkor marad éjjel kevés elektron ebben a rétegben. De rögtön visszaverődik, mielőtt nappal a sűrűsödés megindul. Ez a sáv tehát, szemben a 40 m-essel, nappali sáv lesz és éppen a Föld napsütötte oldalán terjed. A D és E rétegen történő áthaladása közben sokkal kevesebb elnyelődést szenved, mint a hosszabb hullámok. Kevesebb veszteséggel éri el tehát az F2 réteget, ahonnan nappal kisebb vagy nagyobb távolságra verődik le, aszerint, hogy mekkora a beesési szög és a réteg magassága. Holt zónájának külső sugara 4—800 km között váltakozik. A belső sugár igen kicsiny, 20 W-os adó esetében a 25 km-t sem éri el.

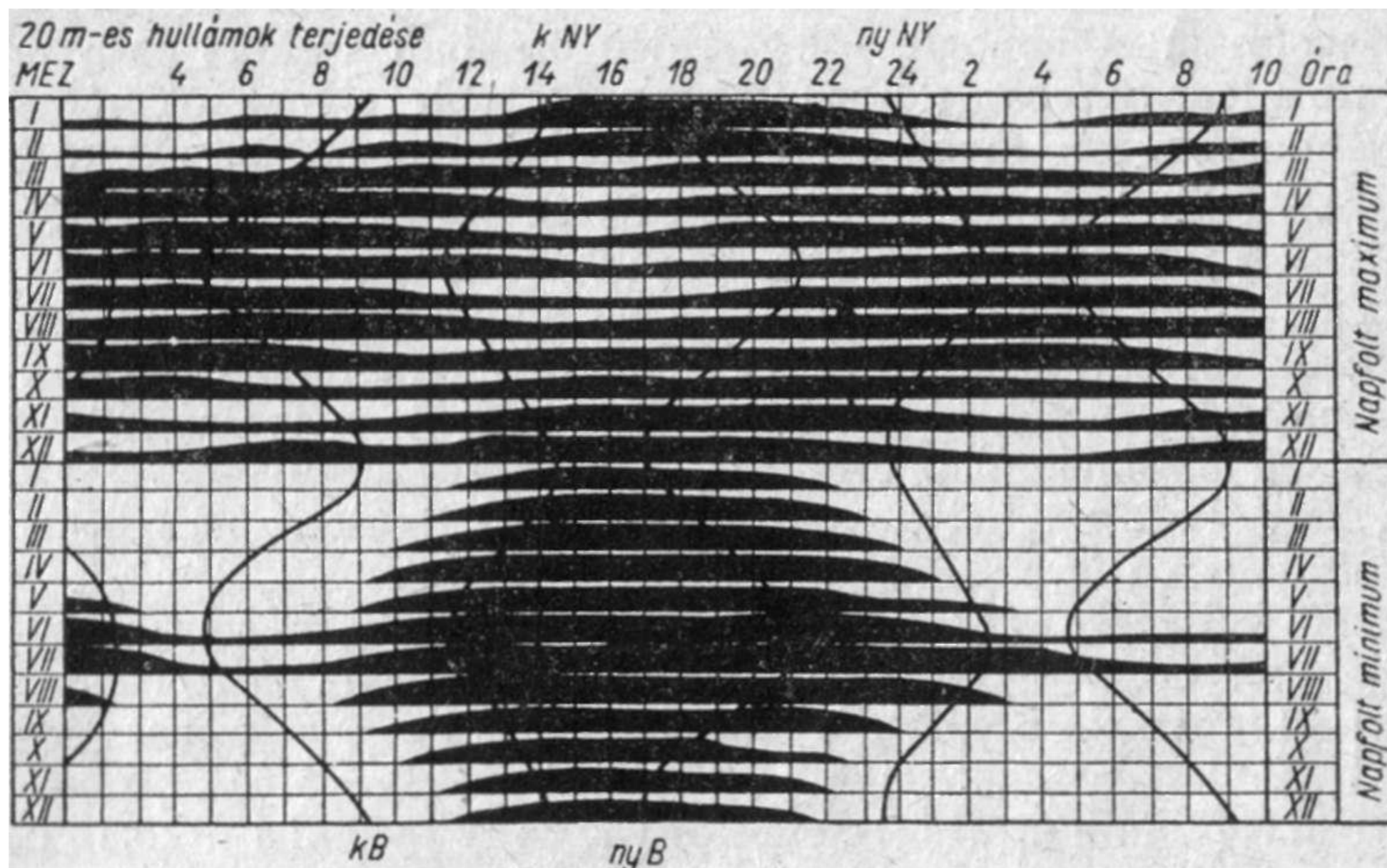
Ez a sáv a nagy távolságok, a *dx* sávja. Elegendő energia, vagy kedvező körülmények között ezzel lehet Dél-Amerikával összeköttetésbe jönni. Az amatőr-energiáknak azért nehéz még ezzel a hullámmal is idejutni, mert az egyenlítőnél rendszerint igen erős ionizációt, az F2 rétegben is sok iont találhatunk és emiatt még ebben a rétegben is lesz elnyelődés. A távoli, keleti országok, mint Japán, India, Kína stb. ezekkel a hullámokkal érhető el leginkább. Ebben az irányban a déli, a délután első órái a legalkalmasabb forgalmi idők. Észak-Afrikába egész napon (nappalon) át, Dél-Afrikába inkább a késő délutáni órákban rádiózhatunk. Ausztrália napkeltekor, illetve röviddel a napnyugta után érhető el (a hosszabbik úton).

A 20 méteres hullámok kétszeresen is megérik a naptevékenység hatásait. Elsősorban az F2 réteg útján haladnak, mely réteg a legelőször és legnagyobb mértékben kapja meg a Napról jövő megerősödött ultraviola sugarakat, esetleg a korpuszkulákat. Azután pedig az F2 réteget is nappal használják, amikor a naptevékenység kifejtheti hatásait. Ez a hatás azonban csak hasznos a mi szempontunkból. A sűrűbb F2 réteg biztosabb visszaverő felületet jelent, a rekombináció hosszabb ideig tart, tehát még éjszakra is maradhat annyi elektron, amennyi a 15 MHz-es hullámok visszaverődéséhez elég. Az összeköttetésekre még az is kedvező, hogy ezen a hullámsávon a légköri zavarok már csak igen kis százalékkal szerepelnek.

A terjedési viszonyokat leginkább a grafikonokból látjuk. Evégből közöljük a New York-Berlin közötti összeköttetés 20 m-es sávon történő változásait a napfoltmaximum és a -minimum idejéből. A fentiek ismerete nélkül érthetetlen lenne az a körülmény, hogy a 20 m-es sáv éjszaka is alkalmas volt az összekötte-

tésekre, a minimum idején pedig csak a nappali vétel volt lehetséges.

A 20 m-es hullámsáv körüli hullámok annyira érzékenyek az ionosféra kisebb-nagyobb és ezek között az elhelyezkedési változásaira is, hogy a földfelülettel nem mindig párhuzamos síkot alkotó F2 rétegről történt visszaverődésük közben eltérnek a földgömb körüli „nagykörútjuktól” is. Ez az eltérés maximálisan 10 fokok is lehet.



3. ábra. A 20 m-es hullámok terjedése New York és Berlin között nappalt-maximum (fölül) és -minimum (alul) idején

Gyakoriak ezeken a rövidhullámokon a fadingok. Többféle fadingot különböztethetünk meg.

A polarizációs fading szabályos jelenség. A térerősség majdnem periodikusan növekszik és csökken, a periódus időtartama alig változik. Oka az ionosférában haladó hullám két részre hasadása a földmágnesség hatására. Emiatt a két hullám nem pontosan ugyanabban a magasságban törik le a talaj felé és más síkban is polarizálódik. Végeredményben ugyanarra a helyre más és más irányból érkeznek hullámok, melyek interferálhatnak. A mágnesség erősségétől, illetve a letörések magasságkülönbségétől függ elsősorban az interferencia periódusa, a magasságkülönbség növekedésével ez is növekszik. Ebből fordítva, a földmágnesség ionosférabeli hatására is következtethetünk.

Lehetséges abból az okból is interferencia, mert az adóállomásról nagyobb nyalábban kiinduló hullámok több úton érkezhet-

nek a vevőkészülékbe. Ilyenkor az irány egyáltalában nem változik, de más a különböző utakon érkező hullámok úthossza. Attól függően, hogy az úthosszak különbsége mekkora, találkozhatnak a hullámok ugyanabban, vagy ellentétes fázisban. Az első esetben erősödés, a másodikban gyengülés áll be. A többszörös út azáltal is előállhat, hogy a hullámokat nem egy, hanem több réteg törte le a vevőállomás felé. Az eredmény ekkor is csak az úthossz különbségétől függ, továbbá attól is, hogy az egyes komponensek mekkora energiát képviselnek. Ezeket az eseteket nevezzük interferencia-fadingoknak. A nappali, főleg a déli órákban szokott ez a fajta fading a legritkábban előfordulni, mert a több cikcakkot megtett hullám gyengébb és a déli erős ionizációban hamar elnyelődik.

Az eddigi fadingokkal rendszerint együttesen jelentkezik az abszorpciós-fading. Ez általában hosszú időtartamú. Okát az E és a D rétegben kell keresnünk, mely az F2-re verődő hullámokat a rajtuk történő átfutásuk közben meggyengíti. Mivel ezeknek az alacsony rétegeknek is változhatik az időben az ionizációjuk (az idő alatt most félórát értsünk), a gyengítés időtartama is változik. Ez a fading tehát hosszú idejű és szabálytalan periódusú, ha egyáltalában lehet benne periodicitást találni.

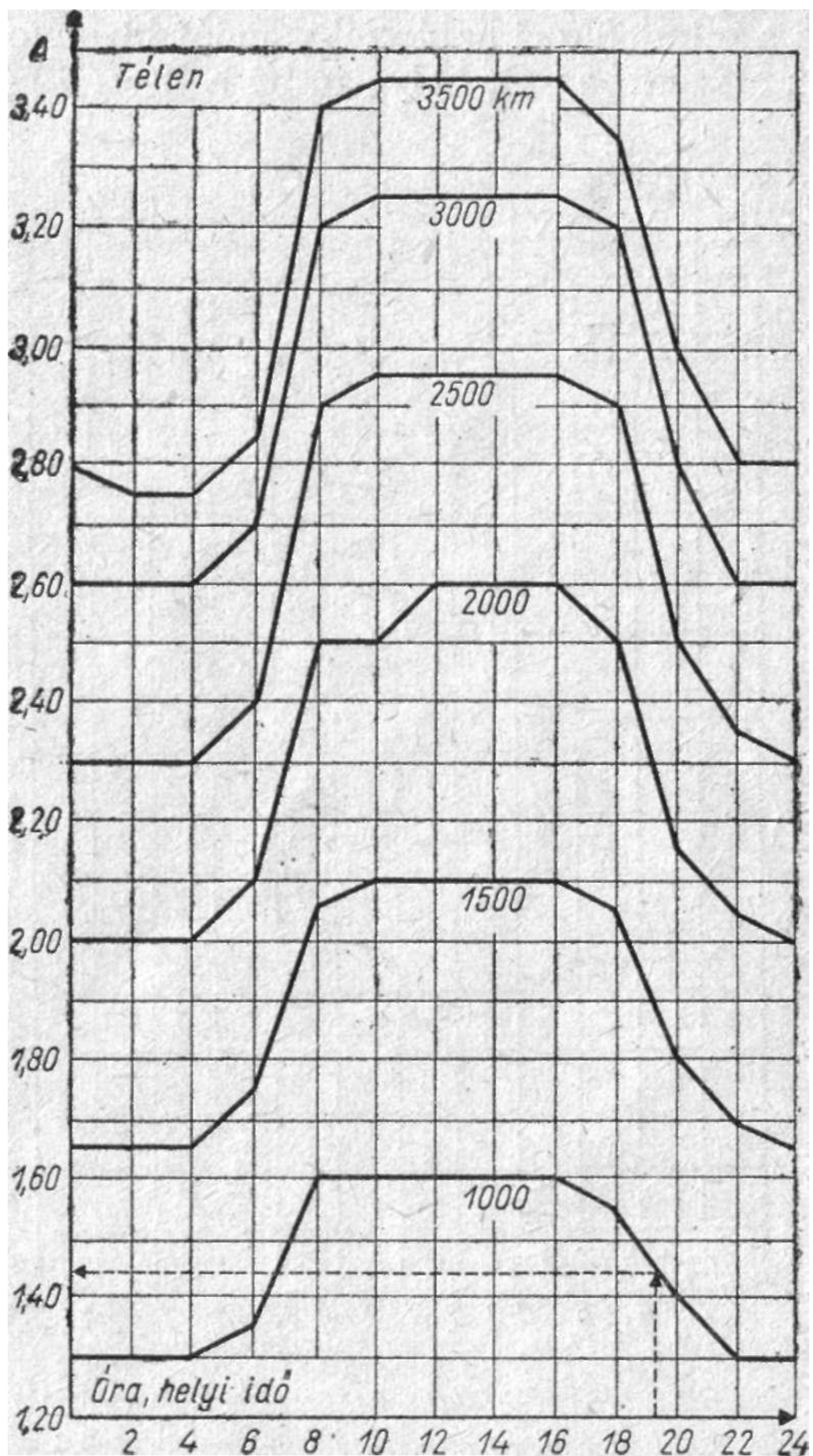
Ha valamely állomás frekvenciája nagyon közel van a továbbító réteg határfrekvenciájához, akkor könnyen megtörténhetik, hogy az ionizáció kisebb csökkenése által a határfrekvencia értéke is kisebb lesz. Kisebb lehet a használt frekvenciánál. Ebben az esetben a hullám átüti a réteget és vagy egy másikba ütközik bele, ha van felette, vagy pedig kifut a világűrbe. Rövid idő múlva azonban ismét sűrűsödhetik az ionok, illetve elektronok száma, akkor ugyanaz a hullám ismét letörik az előbbi helyére: ismét megjelenik. Mivel ez a fading egy hullámra vonatkoztatható ionizáció nagyságától, az ionizáció egy határértékétől függ, *határlionizációs fading*nak nevezzük. A fentiekből következik, hogy éjszaka ritkán fordulhat elő. Végső oka a napsugárzás erősségének egyenetlensége. Ezért kell a *MUF* helyett a *FOT*-ot használnunk.

Az ionogramm mutatja az alacsonyabb rétegek határfrekvenciáját, majd rendszerint egy kis szünet után a magasabb réteg kezdőfrekvenciája tűnik elő. Azok a frekvenciák, melyek az alacsonyabb átütésénél szerepeltek, a ferde beesés alkalmával összeköttetésre nem használhatók. Ezeket a frekvenciákat a két réteg elnyeli. Ezt a rendszerint keskeny hullámsávra érvényes elnyelést nevezzük teljes abszorpciós fadingnak. Az időben természetesen úgy következhetik be, hogy az alacsonyabb réteg határfrekvenciája, tehát ionizációja megváltozik és így az előbb még jól visszavert hullám már áthatol az alacsonyabb rétegen.

Ebből ismét az a tanulság, hogy a határfrekvenciák közelében nem szabad összeköttetéseket kezdeményezni.

Az első ugrásból történő leérésnél, amikor még keskeny a hullám nyalábja, azért is előfordulhat fading, mert az illető réteg alja homorú vagy domború alakot vesz fel és így a hullámokat más helyre, közelebb vagy távolabb töri le. A további leéréseknél már annyira kiszélesedik a hullámnyaláb, hogy a helyi jellegű ionoszféra magasságváltozás nem tud ekkora távolságkülönbséget okozni.

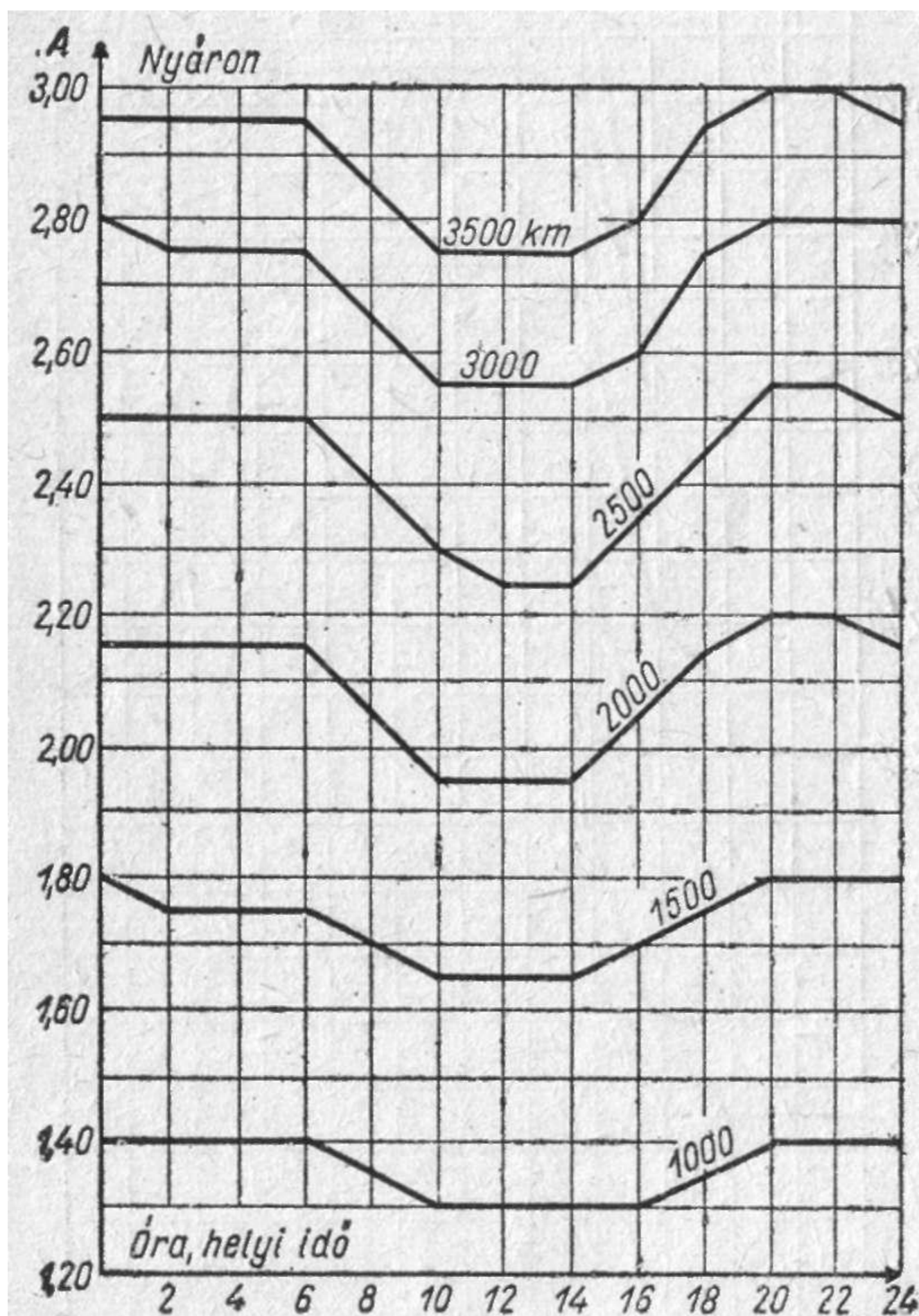
Az ionoszférában szenvedett polarizációs változásaik miatt a rövidhullámokat nem lehet iránymérésre felhasználni. Egy módszer van csak, amely kielégítően dolgozik, az Adcock-antenna rendszer, mely felépítésénél fogva csak a függőleges síkban polarizált hullámokra reagál. Amennyiben ilyen polarizációjú hullám nem érkezik, úgy semmit sem jelez, a többi eljárásnál bekövetkező nagy szögeltérések ennél nem fordulnak elő.



54/a ábra

Ma már a rádióamatőrök célja is az előre tervezett összeköttetés, Ehhez nem mindig elegendő a tapasztalat. A dekaméteres hullámok terjedési lehetőségeit az 50a és 50b ábrán már láttuk. Itt szükséges volt az F2-re vonatkoztatott MUF 3000 km. Ennek és a pillanatnyi F2 határfrekvenciának ismeretében tetszés szerinti tá-

volságra megállapíthattuk a *MUF*-ot. A *MUF* 3000 adata azonban nem mindig áll rendelkezésre, a határfrekvencia azonban igen. Ezt minden ionoszférakutató állomás méri. Erre az esetre állítottunk össze Kazancev nyomán néhány grafikont. Kazancev szerint az egyes távolságok eléréséhez szükséges frekvenciát megkapjuk, ha a mindenkor határfrekvenciát bizonyos számmal megszorozzuk. Ez a szám, az *A*, helyettesíti a beesési szög, a rétegmagasság stb.



együttes szorzatát. A magasságok és a határfrekvenciák évi menete miatt három grafikonra van szükség: egy téli, egy nyári és egy őszi-tavaszi. Ha pl. télen, 21 órakor 1000 km távolságra kívánunk rádiózni, akkor a „téli” táblázaton a 21 órának megfelelő pontból függőlegest emelünk az 1000 km-nek megfelelő görbéig, azt elérve, vízszintesen haladva, bal oldalt kapjuk az *A* értékét: 1,45-öt. 1000 km-re tehát megkapjuk a legmagasabb használható frekvenciát, ha a pillanatnyi F2 határfrekvenciát megszorozzuk *A*-val. Legyen a határfrekvencia 4,5 MHz, akkor:

$$MUF\ 1000\ km = 1,45 \cdot 4,5 = 6,5\ MHz$$

Ezeket az értékeket természetesen csak közelítőknak kell elfogadnunk. Valamivel javul az érték pontossága, ha nem a troposzférában, tehát rajtunk uralkodó évszakot vesszük figyelembe, hanem az F2 rétegben láthatót. A rétegek évszagos változásai ugyanis nem követik hűen a troposzférabeli, illetve a csillagászati

évszakokat. Az ionoszféra-kutató állomásnak kell tudnia azt, hogy a vizsgált F2 réteg milyen évszaknak megfelelő képet mutatott. Ezt az évszakot kell majd figyelembe vennünk.

A 20 méteres hullámok már annyira rövidek, hogy az időjárás hatásait is észrevehetjük rajtuk.

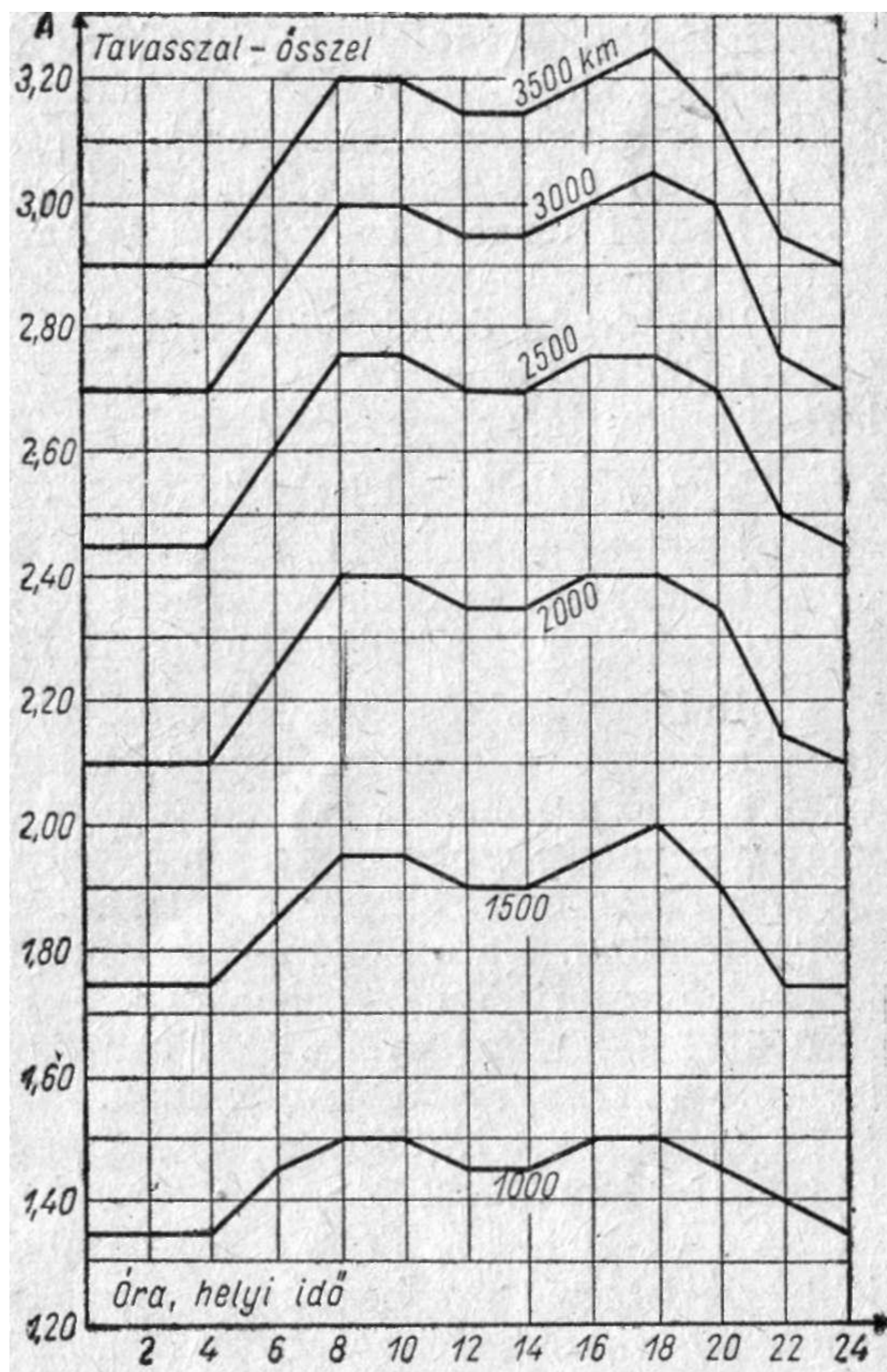
A tárnoki vevőállomáson a háború előtti években rendszeresen végeztek vételmegfigyeléseket. Ebből kiragadtuk a New York

Tárnok közötti ösz-szeköttetéshez használt 20 m-es hullám-sáv vételi eredményeit, kiszedtük belőlük azokat az adatokat, melyeket az ionoszféra zavarai miatt lehetett rendelleneseknek feltételezni és a megmaradt adatokat az időjárás térképek egyidejű vizsgálatával feldolgoztuk. Hat esztendő így kiválogatott anyagából azt a következtetést lehetett levonni, hogy a tenger feletti időjárás kisebb mértékben, vagy ritkábban jutott alakító erőhöz a vétel kérdésében, annál inkább a szárazföld időjárása.

A tenger felett a frontok hatása volt

bizonytalan, ugyanakkor a szárazföldön a frontok nagyobb része jobb vételt eredményezett, talán a talajállapot megjavítása miatt.

Mivel ezek a hullámok az F2 rétegről verődnek vissza, az óceánról három, a szárazföldről csak két visszaverődési pontunk lehet. Így a hullám az adónál egy, az egyik szárazföldi visszaverődési ponton kettő, a vevőnél ismét egy, tehát összesen négy kb.



54/c ábra

egyenlő hosszú utat tett meg a troposzférában. Egy út, a közepes 25 fokos indulási szöget és 2 — 300 km magas F2 réteget feltételezve, kb. 15-25 km hosszú lehet. Ha ennyi utat (összesen kb. 100 km-t) kellene ennek a hullámnak a troposzférában vízszintesen megtennie, nem maradna belőle semmi.

Meg kellett állapítani, hogy a hullám az egyes leéréseknél milyen légtömeget talált. A különböző légtömegekben más és más a hullámok elnyelése, törése. Így magyarázható tehát az időjárás hatása. A következő megfigyelések érdemelnek említést:

Jó volt a vétel akkor, ha az útvonalat,

a) sarki tengeri vagy sarki szárazföldi,

b) óceáni,

c) az óceán délibb vidékéről jövő, szubtrópusi,

d) földközi-tengeri

levegő borította.

Gyenge vételt észleltek, ha

a) kelet-északkeletről, az orosz síkságról,

b) Lengyel- és Németországból jövő levegő uralkodott,

c) sokáig állt a szárazföld felett bármelyik légtömeg.

Általában térerősségnövelő hatással volt a nedves vagy havas talaj, a borult ég, a szeles időjárás, a kis légnyomás. Míg a száraz talaj, a tűző napsütés, a szélcsend, továbbá a köd, a sűrű eső és a nagy légnyomás csökkentették a vételerősséget.

Az abszorpciót először a talaj feletti levegő ionizáltságában kell keresnünk. Ha a hullámok az ionoszférában megmozgatják az ionokat tovaterjedésük közben és a D rétegben éppen ezeknek a sűrű ütközése miatt nyelődik el a hullám, akkor ez a talajmenti levegőre hatványozottabban fennáll.

Nézzük meg a légtömegeket elektromos szempontból: mekkora bennük az ionsűrűség ?

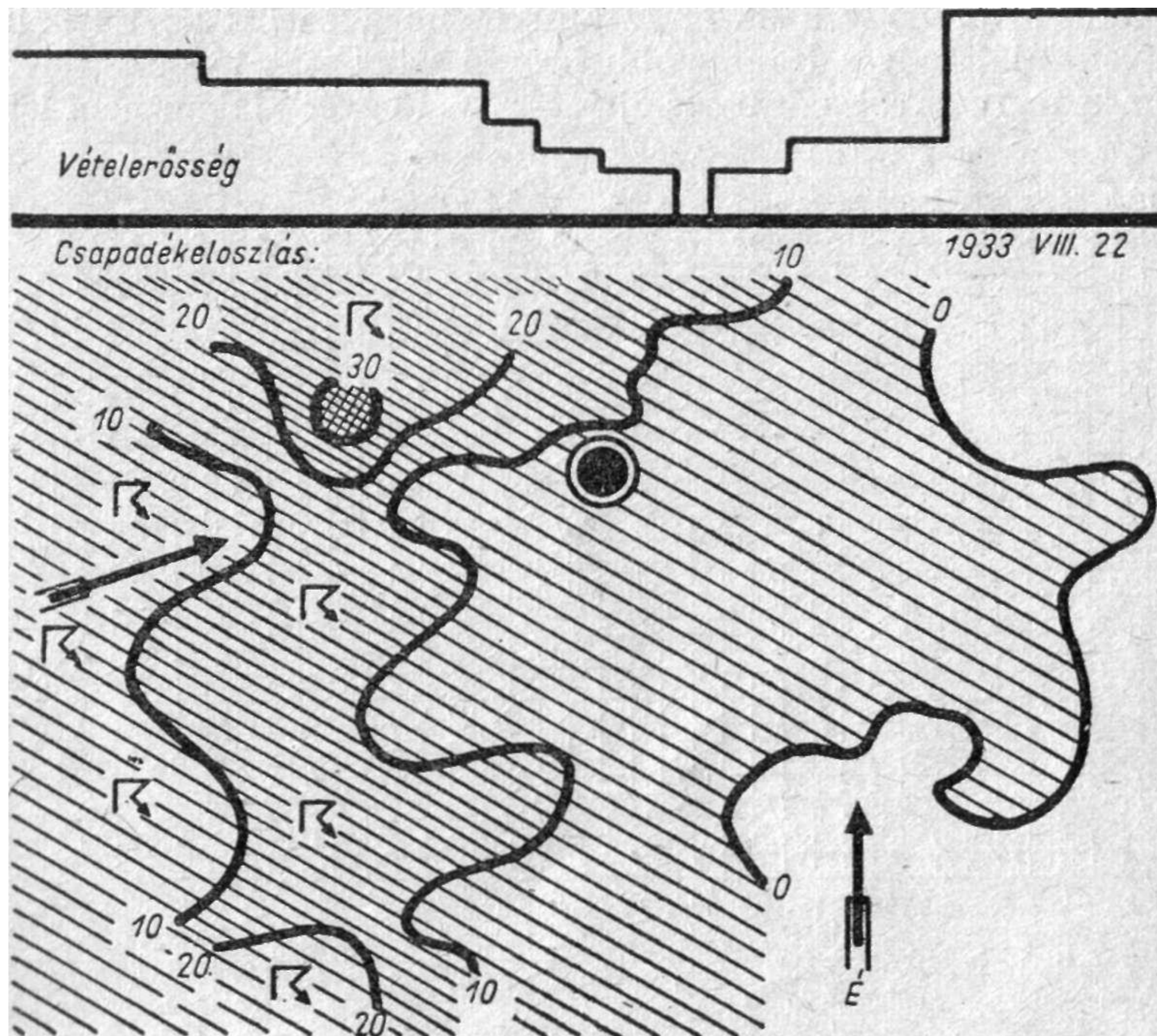
A tengeri levegőfajták a legtisztábbak. Töltéshordozó legfeljebb sókristály lehet bennük. Ugyanakkor a szárazföldi levegőfajták tele vannak szennyeződésekkel. Az ezekre tapadt elektronok, ionok hosszú életűek, az ionozottság bennük tehát az éjszakai rekombináció folytán sem csökken a nulláig, igen sok idő alatt sem.

A lübecki mérések szerint a szárazföld felől fújó szél ötször annyi iont hozott magával, mint a tenger felől jövő.

Az abszorpció a talajmenti légrétegekben nem lehet független az iontartalomtól. Ha ezt elfogadjuk, azonnal érthetővé válik a felületi hullámok nappali kisebb és éjszakai nagyobb távolságú terjedése. A nappal is különböző mennyiségű iontartalom pedig kisebb vagy nagyobb mértékben lehet elnyelő hatású, nemcsak a

felületi hullámok, hanem az ionoszférából a talajra lejutó és innen visszaverődő hullámok számára is.

A borult ég kevesebb napsütést, a talaj közelben kevesebb ionképződést jelent, végeredményben kisebb abszorpciót a talajon



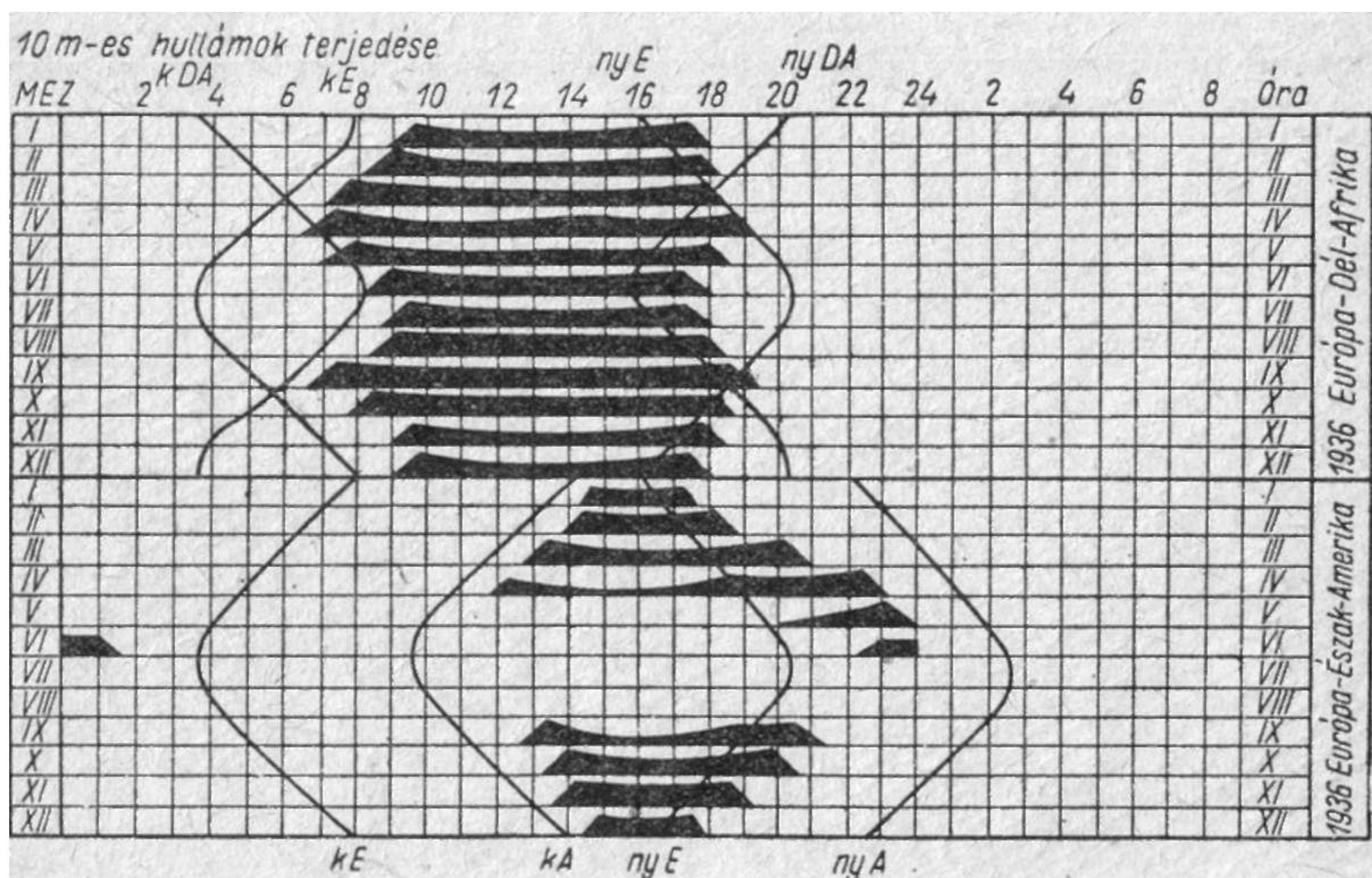
55. ábra

(a felhőkben még lehet nagy). Az elektromos töltésű felhők feltétlenül árnyékoló hatással vannak. Erre nézve a tárnoki állomás sok adatot szolgáltatott a 6 éves adatsorában.

Egy jó példa az 1933. VIII. 224 zivatar, mely délnyugati irányból jövet felhőzetével mindjobban elárnyékolta a vevőállomást. A vételerősség fokozatosan csökkent. Rövid időre, amíg az állomás felett a zivatar volt, meg kellett szakítani a vételt, később, amikor a zivatar felhőzete is elvonult, a vételerősség a maximumra fokozódott. Az 55. ábrán a csapadék mennyiségével jeleztük a zivatar erősségét az állomás környékén, mert a lehulló csapadék mennyisége nyilvánvalóan összefüggésben van a felhőzet nagyságával.

Más példák, ugyanerről az állomásról azt is megmutatták, hogy ez az árnyékoló hatás nemcsak a 20 méteres, hanem a hosszabb, a 30—40 m-es hullámsávokon is érezhető volt.

A 10 m-es hullámsáv szintén csak akkor használható, ha az útvonal mindenütt a Föld napsütéses oldalán halad. Tekintettel azonban arra, hogy a 30 MHz annyira megközelíti az F2 határfrekvenciáját még a legnagyobb beesési szögek esetében is, erre a sávra a nagy távolságú összeköttetéseknél egyáltalában nem lehet



56. ábra. 10 m-es hullámok terjedése az 1936. évben Európa és Dél-Afrika, illetve Észak-Amerika között

számítani. Megpróbálhatjuk a reggeli órákban kelet felé, az esti órákban pedig nyugat felé az összeköttetést, de *dx-re* csak akkor lehet reményünk, ha a napsütötte félgömb felett az F2 határfrekvenciája eléri, vagy meghaladja a 10—12 MHz-et.

A 10 m-es hullámok továbbításához az a rendkívüli ionoszféra-állapot szükséges, amelynél a tőlünk kiinduló hullám már az első visszaverődési pontján, tehát kb. 1000 km távolságban elég sűrű F2 réteget talál (ami csak napfelkelte után néhány órával lehetséges). Azután pedig a további útjában végig ez az állapot várja.

Ilyen sűrű F2 csak a nap elég rövid időszakában várható normális körülmények között. Az összeköttetés csak azokra a területekre szorítkozik, amelyek felett elég sűrű az F2, tehát legfeljebb 4-5000 km-re. Más a helyzet a naptevékenység maximuma idején,

amikor már a reggeli órától az esti órákig magas határfrekvenciájú F2 várható (pl. Budapest felett az 1955-ben, január—március hónapokban csak 5 MHz volt az F2 havi átlag, 1956-ban pedig már 10 MHz körül mozgott!). Minél jobban megközelítjük a napfoltmaximumot, annál több esélyünk van az előre is számítható, de még inkább a rendkívüli időkben bekövetkező 10 m-es dx-ekre.

Mivel az egész útvonalon hasonlóan elég nagy ionizációt inkább észak-dél irányban találunk, a 10 m-es hullámok alkalmassabbak pl. a dél-afrikai összeköttetésekre, mint más irányokra, még a napfoltmaximumok idején is.

Erre mutat példát az 56. ábra, melyen a dél-afrikai és az észak-amerikai összeköttetéseket láthatjuk az 1936. évből. Világosan látszik, hogy dél felé a napsütéses időkben szinte biztos volt az összeköttetés, nyugat felé pedig csak a tavaszi és őszi hónapokban lehetett qso-ra számítani.

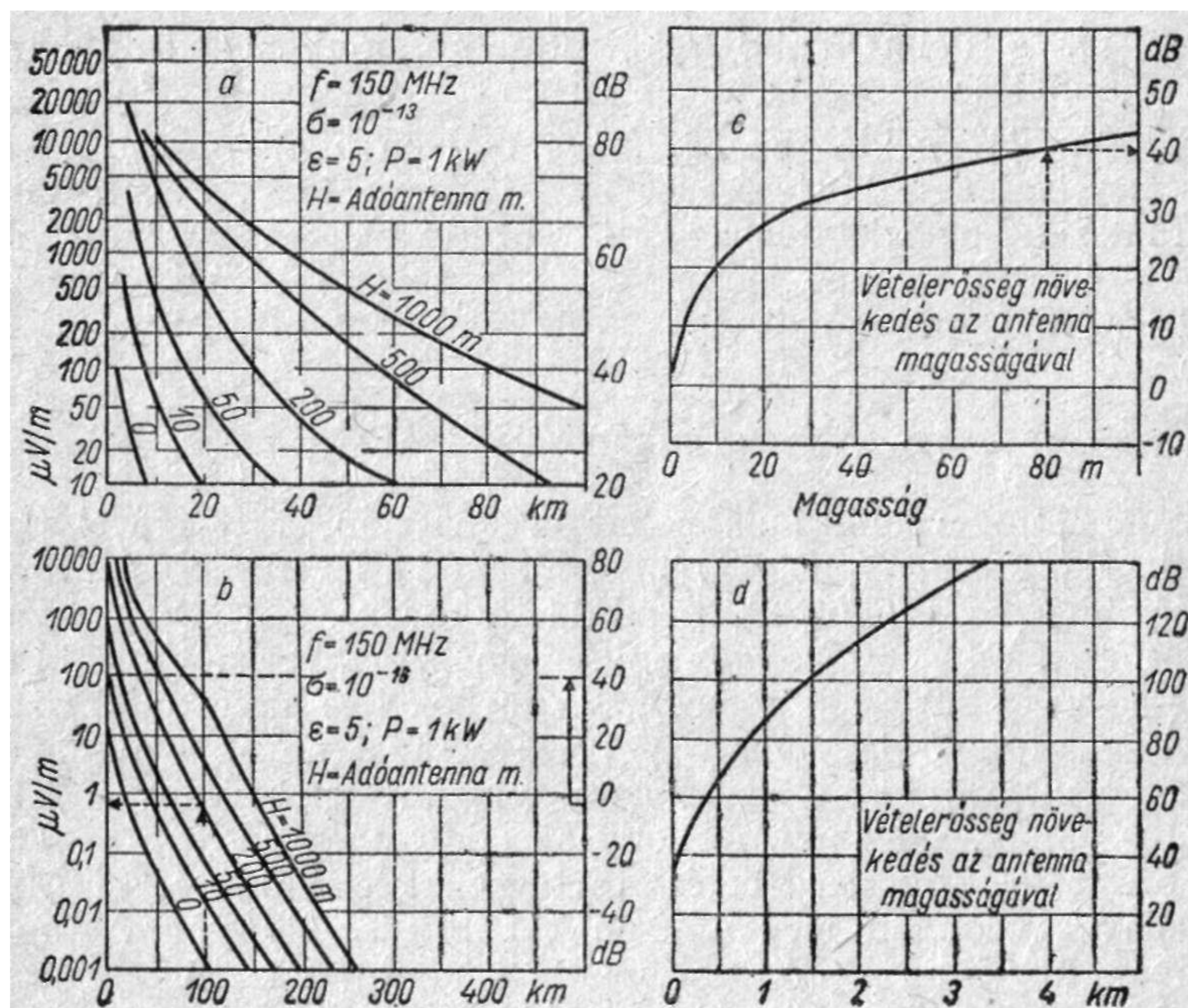
A méteres hullámok terjedése

A 30 MHz-en fölüli hullámokat az ionoszféra segítségével csak a legritkább esetben lehet továbbítani. Még a legerősebb naptevékenység idején se szokott előfordulni akkora sűrűségű F2 vagy más réteg, mely az 50- 60 MHz-es hullámokat visszaverje. Egyedül az E_s réteg nagy sűrűségű gomolyai, a sarkok felé előforduló, nagy magasságban levő iongomolyok képesek arra, hogy egy éppen rájuk eső ultrarövid hullámnyalábot visszaverjenek vagy inkább széjjelszórjanak. Igaz ugyan, hogy az eddig még nagyon kevésbé ismert G réteg sok meglepetést tartogathat számunkra, kísérleti eredmények azonban még nincsenek ebben az irányban. Annyi bizonyos, hogy az E_s réteget már céltudatosan is kihasználták amatőrök közötti összeköttetésekre (144 MHz-en), de ez az eset is a már észrevett vagy a közeljövőben várható E_s felhőzet segítségével történt és nem előre számítható időben.

A méteres hullámok terjedése megismerésénél legjobb a következő utat követnünk : nézzük ezeket a hullámokat a troposzférában terjedő fénysugaraknak, mintha csak a kibocsátott energia, az adó- és a vevőantenna elhelyezése befolyásolná a kapott térerősséget. Az így kapott értékeket természetesen befolyásolja a légkör különböző állapota, az időjárás. Ezeket a tényezőket vegyük külön tárgyalás alá.

A Föld görbültségét is figyelembeveszik Eckersley térerősséggörbéi, melyeket 150 MHz-re az 57. ábrán láthatunk. Az egyes görbék az adóantenna különböző magasságaira vonatkoznak.

A feltételezett energia itt is 1 kW, a vevőantennát pedig a talajon kell elképzelnünk. Ez utóbbi eset úgy értendő, hogy pl. egy, a tengerszint felett 400 m magasan levő adóállomáshoz képest a tengerszintben levő vevőállomás van a talajon. Az ugyanakkora magasságban levő vízszintes felületen elhelyezett adó- és vevőállomásnál lényegtelen a tengerszinttől számítható magasság. (Terjedési szempontból ez nem egészen így van, a magasabb helyek



57. ábra

levegője, időjárása más, főként, ha nem száz, hanem ezer méterekről van szó.)

Az 57. ábrát a következőképpen használjuk: először megállapítjuk, hogy mekkora távolságban levő térerősségre van szükségünk. 100 km távolságra az a), nagyobb távolságra a b) ábrát nézzük. Legyen pl. a vevőállomásunk 100 km-re az adótól, melynek antennája egy 200 m magas dombon van. A b) ábrán megtaláljuk a 200-as görbe és a 100 km-es távolság találkozási pontját, mely a baloldalon $0,8 \mu\text{V/m}$ -t mutat. Ha tehát az adóenergiánk 1 kW lenne, ekkora térerősségre számíthatnánk. Akár kisebb, akár

nagyobb energia esetében az így kapott értékeket meg kell szoroznunk a valóságos kW energia négyzetgyökével.

A vételerősség azonban erősen növekszik, ha a vevőantennát is megemeljük. A növekedést decibelben fejezi ki a *c)* és *d)* grafikonon. Ha pl. a vevőantennánkat egy 80 m magas dombra szereljük, akkor a *c)* grafikon szerint 40 dB vételerősségnövekedést várhatunk. Ebből a térerősségnövekedést úgy kaphatjuk meg, hogy az előbbi *b)* grafikonon kapott 0,8 $\mu\text{V}/\text{m}$ -nek megfelelő magasságban jobb oldalra húzunk egy vízszintes egyenest. Az itt levő dB skálaértékéhez hozzáadunk 40 dB-t, majd ismét bal oldalon olvassuk le a megfelelő $\mu\text{V}/\text{m}$ -t. Jelen esetben ez kb. 100 $\mu\text{V}/\text{m}$ -nek felel meg. A valóságos kW energiának megfelelő négyzetgyökös szorzást most kell majd végrehajtanunk.

Ezek a térerősségmegállapítások nemcsak a troposzféra beavatkozásait nem veszik figyelembe, hanem a talaj kiemelkedéseit, kisebb-nagyobb domborzatát, fedettségét, beépítettségét sem. Épületek között egyáltalában nem lehet előre számított térerősségekre gondolni, mert valamely pontban a térerősség több irányból jövő hullám találkozásából ered; se szeri, se száma ilyen helyen az elhalkulásoknak, a meglepetésszerű vételerősségnövekedésnek.

A tereptárgyak hatása kettős, az egyes tereptárgyak (épületek, facsoportok) a rajtuk történő törések folytán eltéríthetik a hullámokat eredeti irányukból, tömegben történő előfordulásuk esetén (pl. erdő, város) elnyelő hatásukkal tűnnek ki.

Az eddigi hullámterjedési vizsgálatainknál akkora hullámhosszokról volt szó, melyek nagyobbak voltak az átlagos földi tárgyaknál, tereptárgyaknál. A 100 méteres, de még a 20 méteres hullámoknál is csak arról beszélhetünk, hogy egy nagy inverziófelület, egy hegység, még inkább az ionoszféra óriási felülete lehet hatékony tényező, mely beleszól a terjedésbe. A méteres hullámoknál, minél rövidebbek, annál inkább figyelembe kell venni a kis méretű akadályokat is. Mivel pedig kis akadály (tulajdonképpen a légkörben magában is) igen sok van, ezeknek a hullámoknak a terjedésére semmiféle véglegesen érvényes szabályt nem lehet felállítani.

Ugyanazon az útvonalon, állandóan ugyanakkora energiával működő méteres hullámok térerősségváltozásait összefüggésbe lehet hozni az időjárással, illetve a troposzféra egyes különleges állapotával.

A méteres hullámok ritka, vagy pedig a magassággal nem változó sűrűségű levegőben éppen úgy terjednének, mint a fény. A látóhatáron túl már nem lehetne vételükről beszélni. A troposzféra levegőjének már ismerttetett ritkulása miatt ezek a hullámok sem

terjednek a földfelszín felett teljesen egyenesen, hanem kisebb vagy nagyobb mértékben követik a felszín görbülését, észrevehetők a látóhatáron túl is.

Kitűnt azonban, hogy a vétel határának ez a megnagyobbodása nemcsak a törésmutató felfelé történő fokozatos csökkenése miatt következik be, hanem a hullámok szórása következtében is, sőt sokszor csak ez indokolja a nagy távolságú összeköttetést.

A troposzféra levegőjét nem szabad homogén tömegnek képeznünk, ez állandóan mozgó, forró, folytonosan alakuló gázkeverék. Elképzelhetünk benne kisebb-nagyobb „cellákat”, 1 köbkilométeres, vagy annál jóval kisebb légtömegeket. Ezeken a cellákon belül, egymástól függetlenül melegedés, hűlés, hőfordulat stb. következhetik be, a nedvességtartalom hasonlóképpen nagymértékben változhatik. A méteres hullámok hosszú útjukon sok ezer ilyen cellán haladnak keresztül és ezek a cellák mind más és más irányító, más csillapító hatással vannak rájuk. Végeredményben a sokféle irányítás azt eredményezi, hogy már úgy 100 km távolságon túl sokkal szélesebb nyalábban halad még az irányított hullám is, mint amennyire az geometriailag lehetséges lenne és túl is jut a látóhatáron. Igaz, hogy a hullámoknak ez a szétszórása egyben nagymértékű elnyelésüket is jelenti, de ezek szerint a méteres hullámok nagyobb távolságú használata a továbbiakban csak energia kérdése.

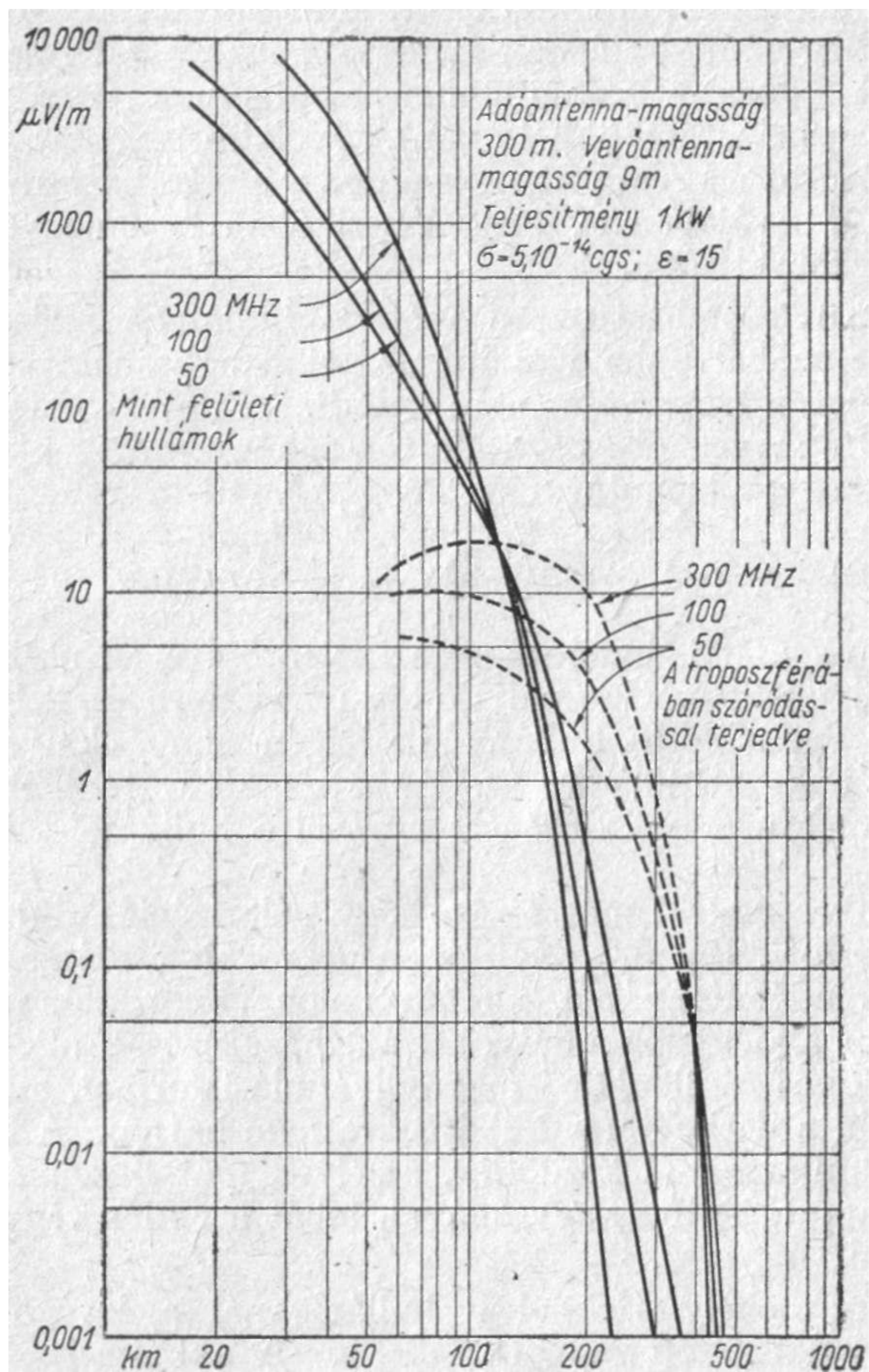
Amatőr viszonylatban a sok kW-os energiák nem jöhetnek számításba, inkább azokat a meteorológiai viszonyokat lehet kihasználni, amelyek lehetővé teszik a szóráson kívül is a jelek nagyobb távolságra történő közvetítését.

A kühlungsborni obszervatóriumban állandóan folyik az ultrarövid hullámok terjedése és az időjárás közötti összefüggések kutatása. Az eddigi eredményeket L. Klinker foglalta össze. Észrevételei lerövidítve is hasznosak lehetnek mind az amatőrök, mind a hivatásos rádiósok számára. Eszerint, ha az ultrarövid hullámok útjukat nagy nyomású légtérben folytathatják, akkor az ebben képződő, magasan levő inverziók miatt a térerősség 10—20 dB-lel növekedhet az átlagos érték fölé. A legrosszabb terjedési körülmények a kis légnyomású helyeken észlelhetők, ahol a légkör alsó részének a felépítése pillanatról pillanatra változik.

A szárazföld felett éjszaka képződő talaj feletti inverziók nyáron kb. 10, télen 5—6 dB-lel emelik a vétel erősségét. Egyes esetekben ilyen inverziók okozta erősödés a 25 dB-t is meghaladták.

A térerősség havi középértékei tenger feletti út esetében kora nyártól a tél beálltáig 8—12 dB-lel csökkennek, szárazföld felett ellenben tavasszal és ősszel kettős maximumot mutatnak.

A melegfrontok hatása abban nyilvánul, hogy először kissé megemelkedik, aztán hirtelen lecsökken a térerősség, olykor 40 dB-lel is, mindaddig, amíg a front el nem vonult az útvonalról. Hideg-



58. ábra

frontok hatása szintén a vételerősség gyengítésében áll, de a front elvonulása után egy nappal már megszűnik. Mindezeket az észrevételeket 150—200 km-re levő 3 méteres hullámú adók térerőssége állandó regisztrálásának feldolgozásából állapították meg.

Meg kell még említenünk, hogy a 3 m körüli hullámok terjedésére a nagyobb, hegységzsámba menő kiemelkedések, amennyiben a terjedési irányra merőlegesen állanak és több ilyen párhuzamos hegyhátról van szó, kedvező hatással vannak. Mivel a hegyhátak úgy állanak a hullámok előtt, mint a fésű fogai, nevezik ezt a hatást „hegyfésű”-hatásnak is, egyébként „akadály-erősítés” a neve, mert éppen a máskülönben akadálynak számító hegyek (talán ha egymásután több is van), távolabb is lehetővé teszik a vételt. Kielégítő magyarázat még nincsen erre a hatásra, de máris felhasználják Svájcban is, meg Amerikában is a nagyobb távolságú műsorközvetítésre.

Amint már említettük, a méteres hullámok terjedését igen nehéz lenne szabályokba foglalni, ezt sem a besugárzott útvonal minősége, sem a troposzféra nem engedi. Az utóbbi hatásait mégis valamennyire figyelembe veszi Norton néhány grafikonja, melyből tájékozásul egyet bemutatunk. (58. ábra).

A deci-, centi- és mm-es hullámok

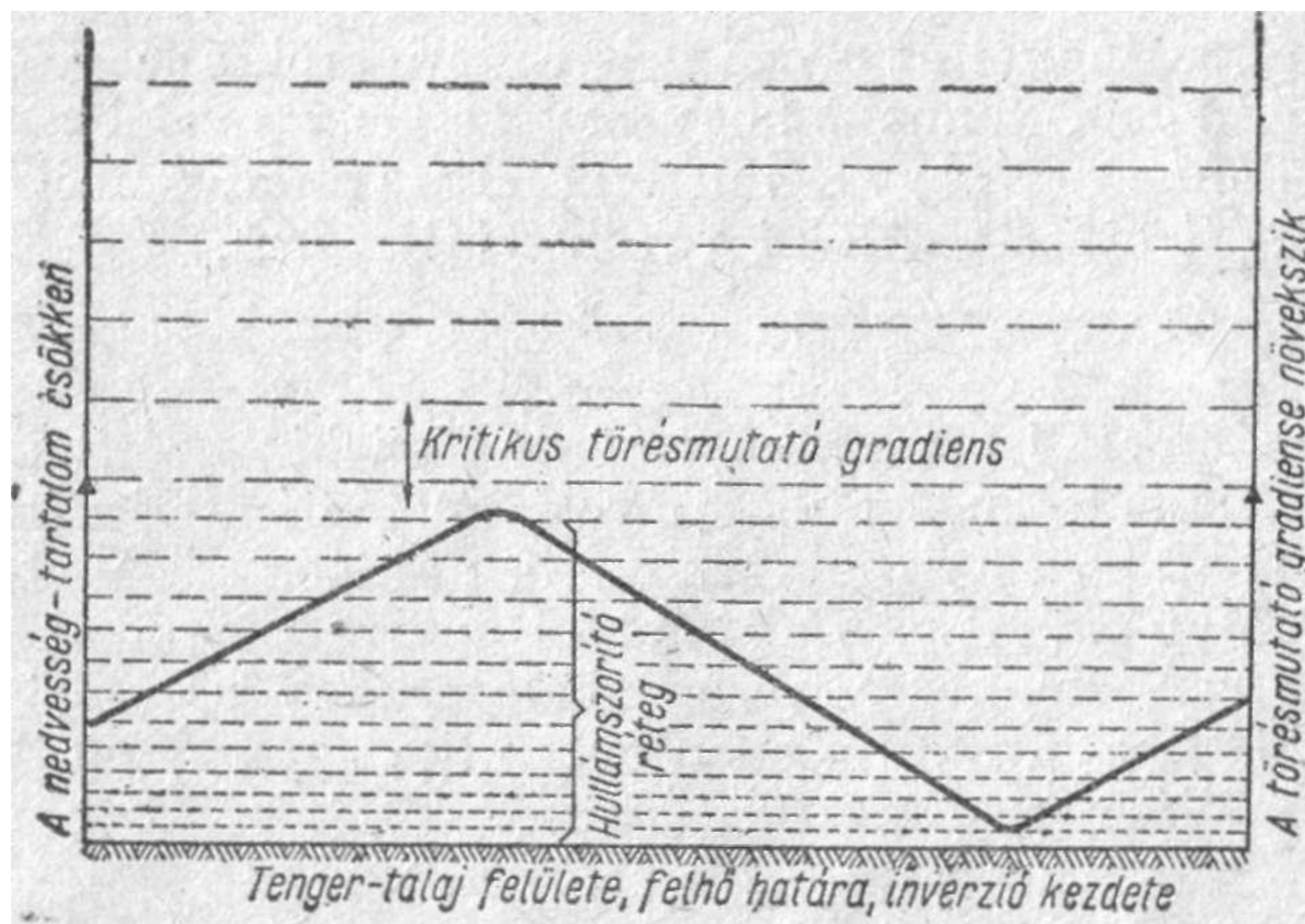
Az 1 m alatti hullámhosszak jelentősége az utóbbi időben igen megnövekedett. Használják hírközvetítésre és helymeghatározásra. A deciméteres hullámoknak igen nagy előnye terjedési szempontból az átütőképesség. Az atmoszféra fentebb említett cellái, illetve annak szóróhatásai ezeknél a hullámoknál jelentéktelenek.

Előnyükre szolgál még az is, hogy polarizációs síkjukat megtartják a térben. Ha pl. vízszintesen polarizált hullámokat bocsátunk ki az adóantennából, az útvonalon előforduló, rendszerint függőlegesen álló terepakadályok (fák, házak) csak alig gyengítik őket. Az időjárás különböző megnyilvánulási formái, eső, zivatar, havazás stb. a deciméteres hullámokra nem hatnak. A hatás csak azoknál a hullámoknál kezdődik, amelyek már összemérhetők az esőcsepp vagy a jégtűk nagyságával, tehát a cm-es vagy a mm-es hullámoknál.

Nagyon csekély ezeknél a hullámoknál a levegő ritkulása miatt bekövetkező folytonos törés is, amely okból a hosszabb hullámok a látóhatáron túl is észlelhetők. Ezzel szemben csak különleges esetben haladnak nagyobb távolságra a talaj mentén.

Ez az eset akkor fordul elő, amikor a törésmutató gradiense felfele igen erősen növekszik. Ezt a növekedést a talaj közvetlen közelében rendszerint a nedvességtartalom hirtelen csökkenése okozza. Előfordul pl. hogy egy talajinverzió esetében a földfelszín köd borítja, ennek vastagsága azonban nagyon csekély, 80 — 100 m

magasan már nyoma sincs a ködnek, a nedvesség legfeljebb 30 - 40%. Ilyenkor a törésmutató gradiense ugrásszerűen megnövekszik ebben a magasságban. Ha elér a gradiens egy kritikus értéket, a (radar-)hullám ezt felfelé menet nem bírja áttörni, sőt törést szenved rajta és visszajut a talajra. Itt esetleg újra megtörik és ezt a játékot mindaddig folytatja, amíg felfelé kisebb gradienst nem talál.



59. ábra. A hullámszorító működése

A radar hulláma ilyen esetekben nem használható, mert sem a távolságot, sem az irányt nem lehet vele megállapítani.

Az ilyen vékony levegőrétegeket, melyek olykor néhány tíz méteres vastagságú levegősávba szorítják bele a hullámokat, *hullámszorítók-nak*, idegen szóval *dukt-oknak* nevezzük.

Különösen tenger felett fordulnak elő gyakran, de szárazföld felett sem lehetetlen az előfordulásuk, a magasban pedig a felhők széle és egyes inverziók kezdete lehet hasonló hatású.

A troposzféra hatásaiból ezenkívül már csak az inverziók szerepelnek náluk gátló hatásként, ezek is csak abban az esetben, ha igen nagy bennük a negatív hőm.-gradiens.

A deciméteres és centiméteres hullámoknak nemcsak a katonai, hanem a tudományos és forgalmi jelentősége is nagy.

A centiméteres hullámok segítségével minden egyéb (meteorológiai) segédeszköz nélkül megállapítható egy felhőben a nulla fokos határ (repülési szempontból igen fontos), mm-es hullámú mérésekkel az esőcseppek nagysága. Deciméteres radarkészülék-

kekkel követik a tájfun mozgását és így adják meg a vészjeleket, egyúttal a menekülési irányt is a tengeren.

A mikrohullámok előállítása különleges csöveket, alkatrészeket kíván és ezért még csak kevés amatőr került abba a kedvező helyzetbe, hogy mikrohullámokkal kísérletezzék.

A méteres és deciméteres hullámok nemcsak a troposzféra levegőjét, hanem az ionoszférát is átütik nagyobb veszteség nélkül. Ezért lehetséges, hogy ezekkel a hullámokkal visszaverődéseket létesítsünk a Holdról és olyan más égitestekről, amelyek csak akkora távolságban vannak, hogy egy keskeny nyalábba összeszorított hullám azok nagy felületéről visszaverődve még elegendő erősséggel jelentkeznek a földi vevőkészülékekben.

*

Ma már nem lehet az amatőröket „lejjebb” szorítani, nincsenek „használatatlan” hullámsávok. A hullámterjedési ismereteink azonban még igen sok tekintetben és igen sok sávban kiegészítésre szorulnak. A sok rádióamatőr önkéntes munkája, a rádiózás iránti szeretete, buzgalma azonban még így is, a mai körülmények között is majdnem minden évben hoz egy-egy meglepő eredményt a hullámterjedés területén is.

Felhasznált és ajánlott irodalom

Folyóiratok, kisebb kiadványok

Basic Radio Propagations, Predictions, 1954
Geophysikalische Messreihen (Kühlungsborn), 1955-56
Ionosphären Bericht (Hamburg), 1954—56
Ionosféra jelentés (Budapest), 1955—56
Journal of atmospheric and terrestrial physics, 1950—56
Journal of Meteorology, 1955
Rádiótechnika, 1955
Telefunken-Zeitung, 1928—30
Zeitschrift für Meteorologie, 1954

Értekezések

Beszámolók az 1955-ben végzett tudományos kutatásokról (Országos Meteorológiai Intézet)
Flórián Endre dr.: Az időjárás hatása a 20 m-es rádióhullámokra (disszertáció) (1948).
L. Klinker: UKW-Fernempfangsbeobachtungen, ihre Bedeutung für Meteorologie und Funktechnik (1955).

Könyvek

B. Beckmann: Die Ausbreitung der elektromagnetischen Wellen. (Akademische Verlagsgesellschaft, Leipzig, 1948.)
E. U. Condon: Ionospheric Radio Propagation (U. S. Department of commerce, 1948).
M. P. Doluchanov: Raszprostranenie radiovoln (1951).
Hille Alfréd dr.: Repülési Meteorológia (Akadémiai kiadó, 1954).
Sz. P. Hromov: A szinoptikus meteorológia alapjai (Akadémiai kiadó, 1948).
Istvánffy Edvin: Mikrohullámok technikája és rádiólokátorok (Tankönyvkiadó, 1955).
H. E. Newell: High altitude rocket research (Academic Press, New-York, 1953).
K. Rawer: Die Ionosphäre (P. Noordhoff N. V. Groningen-Holland, 1953).
D. Stranz: Die D-Schicht (Deutscher Wetterdienst in der US-Zone, 1950).
F. Vilbig: Lehrbuch der Hochfrequenztechnik (Akademische Verlagsgesellschaft, Leipzig, 1953).