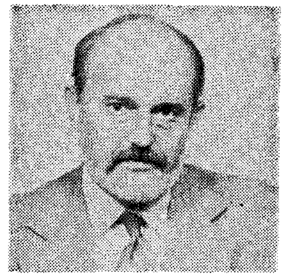
Új eljárások az esőintezitás eloszlásának vizsgálatára

DR. OLÁH FERENC
Széchenyi István Közlekedési ós Távközlési
Műszaki Főiskola, Győr



ÖSSZEFOGLALÁS

10 GHz feletti tartományban történő hullámterjedési vizsgálatoknál igen fontos a csapadékintenzitás eloszlásának ismerete, főként kis integrálási időkre vonatkoztatva mert ez jelentős mórtékben meghatározza a fading statisztikát, illetve a km-kénti fajlagos csillapítást.

A cikk célja, hogy a rendelkezésünkre álló mérési eredmények alapján megvizsgáljuk ós pontosítsuk az esőintenzitások átszámítására vonatkozó az elméletben és gyakorlatban jelenleg elfogadott és általánosan használt módszereket.

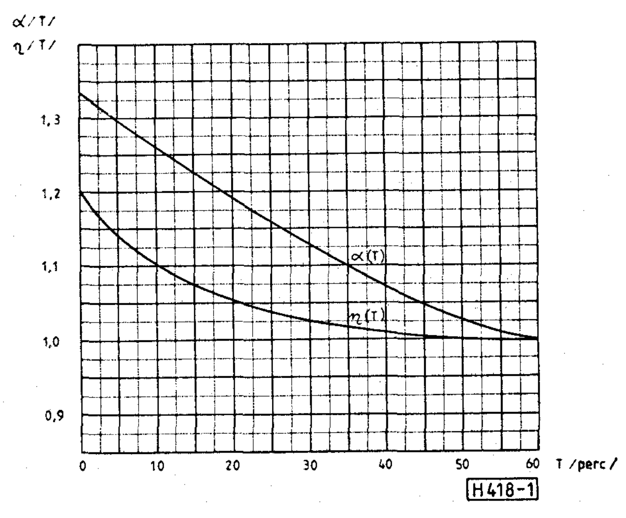
DR. OLÁH FERENC
A Budapesti Műszaki Egyetem Villamosmérnöki Karán szerzett diplomát 1968-ban. Kezdetben — 15 évig — mikrohullámú rádiólokátorokkal foglalkozott. 1975-ben ugyancsak a BME-n irányítástechnika területén szakmérnöki oklevelet szerzett. 1973-tól tervező, majd 1976-tól a győri Közlekedési és Távközlési Műszaki Főiskola adjunktusa. 1985-ben doktorált mikrohullámú technika területéből. Számos jegyzetet írt, hazai és nemzetközi folyóiratokban, illetve konferenciákon publikálta eredményeit.

1. Első módszer

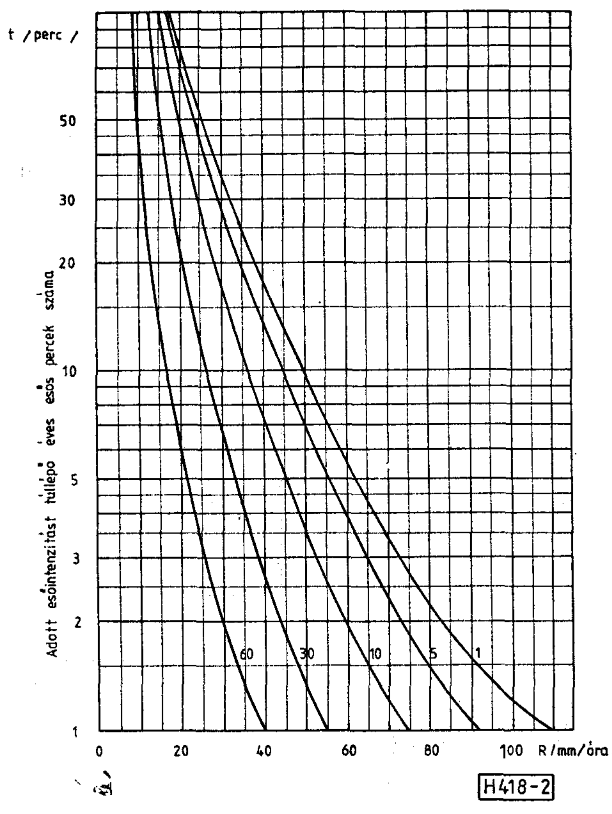
Az esőintenzitások egymásba történő átszámítására jelenleg mindenütt a LIN által javasolt kifejezést alkalmazzák [2].

$$R(T)=\alpha(T)\cdot R(60)^{\eta(T)} \qquad (1)$$

ahol
$R(T)$ adott integrálási időre vonatkozó erőintenzitás. $\alpha(T)$ és $\eta(T)$ az 1. ábrából leolvasható értékeket jelenti (1. ábra).
$R(60)$ az egy órára vonatkozó esőintenzitás.
A következőkben vizsgáljuk meg ALBRECHT—SANDER által publikált mérési eredményeket (2. ábra) [1].
Felmerül a kérdés, lehet-e ezeket a görbéket linearizálni? A válasz: igen.



1. ábra. Az $a(T)$ és $\eta(T)$ tényezők változása a T átlagolási idő függvényében



2. ábra. Adott esőintenzitás fellépésének gyakorisága a különböző T átlagolási idők esetén Albrecht—Sander szerint

A linearizálás alapját a regresszió-számítás képezi, amelynek eredményeit — számítógépen futtatva — a 3. ábra mutatja.

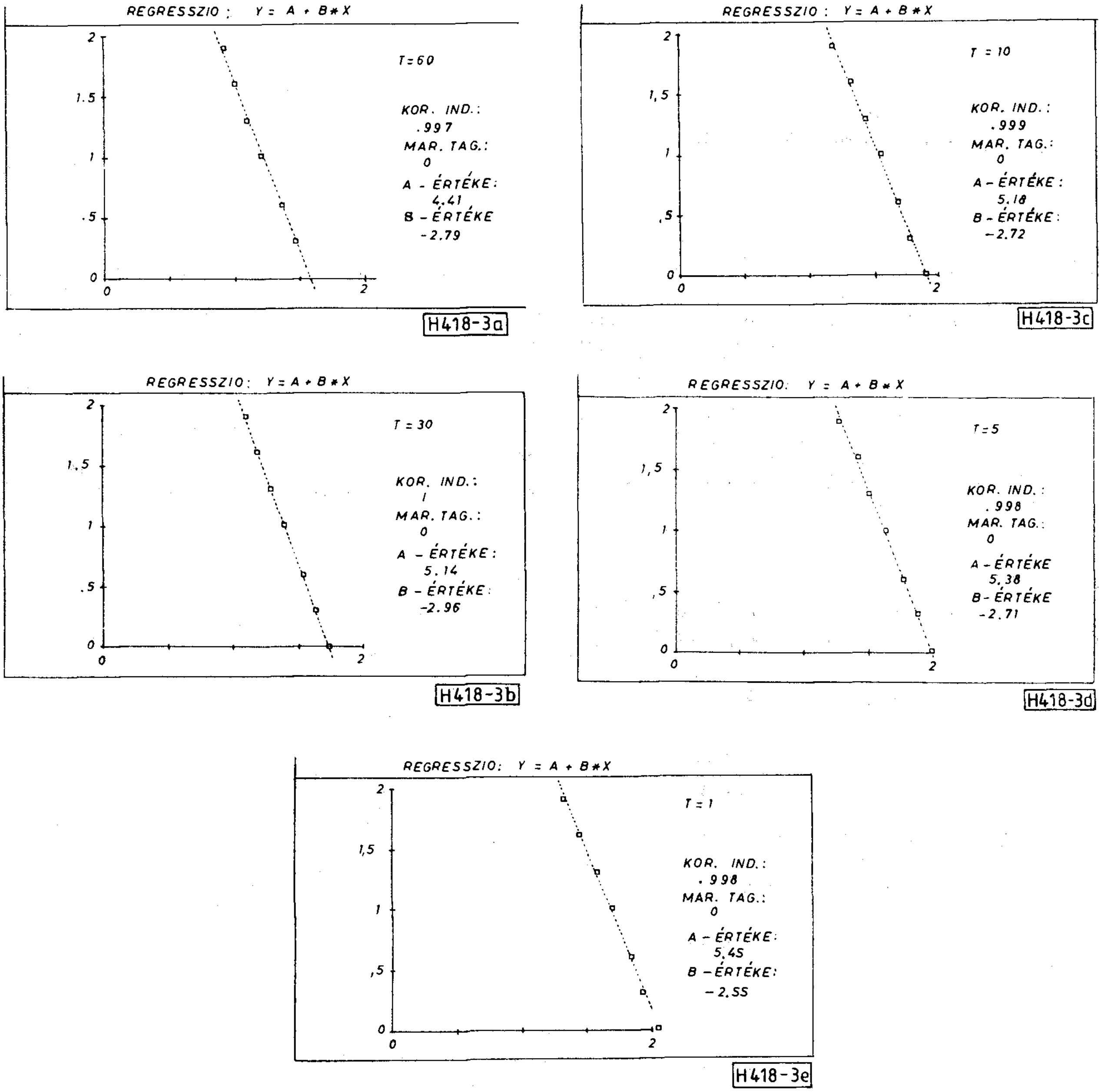
A regressziós egyenes egyenlete log—log koordináta rendszerben a következő módon írható:

$$\lg t(T)=a(T)+b(T)\cdot \lg R(T) \qquad (2)$$

ebből

$$t(T)=10^{a(T)}\cdot R(T)^{b(T)} \qquad (3)$$

Beérkezett: 1988. 1. 6.



3. ábra. A 2. ábrának megfelelő regressziós egyenesek és paraméterei

ami $T=60$ pere esetén

$$t(60)=10^{a(00)}\cdot R^{b(60)}$$

ahol

$t(T)$ adott esőintenzitást túllépő esős percek száma egy évben,

T integrálási (átlagolási) idő,

$a(T)$ és $b(T)$ integrációs időtől függő állandók, amelyek a regressziós egyenesekből adódnak.

Ha $t(60)=t(T)$ akkor

$$\frac{10^{a(60)}}{10^{a(T)}}[R(60)]^{b(60)}=[R(T)]^{b(T)}$$

ebből

$$R(T)=\{10^{a(60)-a(T)}\cdot[R(60)]^{b(60)}\}^{\frac{1}{b(T)}}=$$

$$=10^{\frac{a(60)-a(T)}{b(T)}}\cdot R^{\frac{b(60)}{b(T)}} \qquad (4)$$

LIN sikeresen megoldotta azt a problémát, hogy földrajzi helytől függetlenné tegye számításait, ha ismert az éves csapadékmennyiség átlaga adott földrajzi környeztre, ami azt jelenti, hogy normalizált értékekkel kell számolni.

Ekkor

$$x(T)=\frac{R(T)}{\overline{R(60)}}=\frac{R(T)}{\overline{R}} \qquad (5)$$

ahol $\overline{R(60)}=\overline{R}$ az éves átlagos csapadékmennyiséget jelenti. Így az 1. kifejezés új alakja:

$$x(T)=a(T)\cdot x(60)^{\eta(T)} \qquad (6)$$

Az 5. kifejezésből

$$R(T)=X(T)\cdot\overline{R}$$

illetve

$$R(60)=x(60)\cdot\overline{R}$$

melyek figyelembe vételével a 4. kifejezés analógját kapjuk helyfüggetlen esetre.

$$x(T)\cdot\overline{R}=10^{\frac{a(60)-a(T)}{b(T)}}[x(60)\cdot\overline{R}]^{\frac{b(60)}{b(T)}}$$

és

$$x(T)=10^{\frac{a(60)-a(T)}{b(T)}}\cdot\overline{R}^{\frac{b(60)}{b(T)}-1}\cdot x(60)^{\frac{b(00)}{b(T)}} \tag{7}$$

A 7. kifejezésből látható, hogy tulajdonképpen azonos a 6. kifejezéssel, ahol

$$\eta(T)=\frac{b(60)}{b(T)}$$

$$\alpha(T)=10^{\frac{a(60)-a(T)}{b(T)}}\cdot\overline{R}^{\frac{b(60)}{b(T)}-1}=$$

$$=10^{\frac{a(60)-a(T)}{b(T)}}\cdot\overline{R}^{\eta(T)-1}.$$

A különböző konstansok értékeit a 3. ábra segítségével meghatározhatjuk, amely értékeket az 1. táblázatban foglaltunk össze.

1. táblázat

$R(T)$ / Tényezők	$R(60)$	$R(30)$	$R(10)$	$(R5)$	$R(1)$
$a(T)$	4,41	5,14	5,18	5,38	5,46
$b(T)$	−2,79	−2,96	−2,76	−2,71	−2,65
$\overline{b}$			−2,766		
$1/\overline{b}$			−0,36		
$10^{a(T)}$	25 704	138 038	151 356	239 883	288 404
$c(T)=\frac{10^{a(T)}}{10^{a(60)}}$	1	5,37	5,89	9,33	11,22
$\alpha(T)=c(T)^{\frac{1}{\overline{b}}}$	1	1,83	1,89	2,23	2,39

A táblázat alapján írható

$$a(60)=4{,}41 \text{ és } b(60)=-2{,}79$$

így

$$10^{4{,}41}=25\ 700 \text{ és } t=25\ 700\cdot R^{-2{,}79}$$

Egy évben 525 600 perc van, amit jelöljünk t_0-val. Ekkor az adott esőintenzitást túllépő éves esős percek számának ós az év perceinek hányadosa

$$\frac{t}{t_0}=0{,}049\cdot R^{-2{,}79}$$

amelynek segítségével megkapjuk az eloszlásfüggvényt:

$$F(t)=1-\frac{t}{t_0}=1-0{,}049\cdot R^{-2{,}79} \tag{8}$$

Ebből a sűrűségfüggvény:

$$f(t)=F'(t)=0{,}049\cdot 2{,}79\cdot R^{-3{,}79}=0{,}137\cdot R^{-3{,}79}.$$

A továbbiakban meg kell határozni azt a minimális esőintenzitást (R_0), amely felett érvényesek a számításaink és amelynél a következő feltételeknek kell teljesülnie:

$$F(\infty)=1$$
$$F(R_0)=0$$
$$F \text{ monoton növekvő}$$

Felhasználva, hogy $F(R_0)=0$ kapjuk:

$$1=0{,}049\cdot R_0^{-2{,}79}$$

ebből

$$R_0=0{,}049^{\frac{1}{2{,}79}}=0{,}34 \text{ mm/h}.$$

Tehát
$$F(R)=\begin{cases}0 & \text{ha } R<0{,}34\\ 0{,}137\cdot R^{-3{,}79} & \text{ha } 0{,}34\leq R<\infty\end{cases}$$

A várható érték:

$$M(\xi)=\int_{-\infty}^{\infty}R\cdot f(R)\mathrm{d}R=\int_{0{,}34}^{\infty}R\cdot 0{,}137\cdot R^{-3{,}79}\mathrm{d}R=$$

$$=0{,}53 \text{ mm/h}=\overline{R(60)}=\overline{R}.$$

Meg kell jegyeznünk, hogy az általunk számított érték reális főként, ha figyelembe vesszük a 2. sz. irodalomban közölt értékeket (Miami 3,6; New York 1,7, és McGill 1,1 mm/h) amelyek olyan földrajzi helyek, ahol az átlagos csapadékmennyiség magasabb mint az ALBRECHT—SANDER által végzett mérsékelt égövben.

Az eddigi számításaink alapján összehasonlíthatjuk az ALBRECHT—SANDER által végzett mérési eredményeket a LIN illetve a saját számítási eredményeinkkel $R=0{,}53$ mm/h esetén, amelyhez a részszámításokat a 2. táblázat tartalmazza.

2. táblázat

Tényezők / T	60	30	10	5	1
$b(T)$	−2,79	−2,96	−2,72	−2,71	−2,65
$\eta(T)=\frac{b(60)}{b(T)}$	1	0,94	1,03	1,03	1,05
$d(T)=\overline{R}\eta^{(T)-1}$	1	1,05	0,98	0,98	0,97
$a(T)$	4,41	5,14	5,18	5,38	5,48
$c(T)=\frac{a(60)-a(T)}{b(T)}$	0	0,25	0,28	0,36	0,40
$10^{c(T)}$	1	1,78	1,90	2,29	2,50
$\alpha(T)=10^{c(T)}\cdot d(T)$	1	1,87	1,86	2,24	2,43

Példaként tekintsük a $T=1$ perc integrálási időt az 1. sz. kifejezés, illetve az 1. ábra figyelembe vételével.

$$R(1)=1{,}33\cdot R(60)^{1{,}2}.$$

Saját számítási eredményeinket a 4. kifejezés felhasználásával kapjuk meg:

$$R(1)=10^{c(T)}\cdot\overline{R}(60)^{\eta(T)}=2{,}50\cdot R(60)^{1{,}05}.$$

Az eredményeket a 3. táblázat mutatja.

Látható, hogy a számítási hiba növekvő esőintenzitások esetén az összeköttetés biztonsága irányába hat.

Hasonló módon végezzük el a helyfüggetlen esetre is a számításainkat.

3. táblázat

$R(60)$	40	30	20	10
Albrecht mérései $R(1)$	111	84	58	28
Lin $R(1)=1{,}33\ R(60)^{1,2}$	111	79	48	21
Saját eredmény $R(1)=2{,}50\ R(60)^{1,05}$	120	89	58	28

LIN számítása szerint:

$$x(1)=\frac{R(1)}{\bar{R}} \qquad x(60)=\frac{R(60)}{\bar{R}}$$

továbbá figyelembe véve, hogy $\bar{R}=0{,}53$ mm/h;

$x(1)=1{,}33\cdot\bar{R}^{0,2}\cdot x(60)^{1,2}=1{,}17\cdot x(60)^{1,2}$.

Saját eredményeinket a 7. sz. kifejezés, illetve a 2. sz. táblázat felhasználásával kaphatjuk, amelyek szerint

$$x(1)=2{,}43\cdot x(60)^{1,05}.$$

Végeredményeket a 4. táblázat mutatja.

4. táblázat

$X(60)=\frac{R(60)}{\bar{R}}$	75	57	38	19
Albrecht szerint $X(1)=\frac{R(1)}{\bar{R}}$	209	158	109	53
Lin szerint $X(1)=1{,}17\cdot X(60)^{1,2}$	208	150	92	40
Saját eredmény $X(1)=2{,}43\cdot X(60)^{1,05}$	226	169	110	63

2. Második módszer

A korábban leírtak értékelése során észrevehető, hogy egy újabb, az előzőeknél egyszerűbb, de azoknál még pontosabb összefüggést nyerhetünk.

Számítsuk ki a mérési eredmények alapján a következő értékeket különböző esőintenzitások mellett:

$$A(T)=\frac{R(T)}{R(60)}$$

amelynek eredményei az 5. táblázathoz láthatóak. Látható, hogy $A(T)$ értékei közel azonosak bármely $T=60$ percre vonatkoztatott esőintenzitás esetén, ezért számíthatjuk ezek átlagát.

$$\overline{A(30)}=1{,}46$$

$$\overline{A(10)}=2{,}00$$

$$\overline{A(5)}=2{,}47$$

$$\overline{A(1)}=2{,}87$$

5. táblázat

$R(60)$	10	20	30	40	50	60
$R(30)$	16	31	44	54	70	82
$R(10)$	21	42	61	74	100	120
$R(6)$	25	62	75	91	123	150
$R(1)$	28	58	84	111	148	180
$A(30)=\frac{R(30)}{R(60)}$	1,60	1,65	1,47	1,35	1,40	1,37
$A(10)=\frac{R(10)}{R(60)}$	2,10	2,10	2,03	1,85	2,00	2,00
$A(6)=\frac{R(5)}{(R60)}$	2,50	2,60	2,60	2,28	2,46	2,50
$A(1)=\frac{R(1)}{R(60)}$	2,80	2,90	2,80	2,78	2,96	3,00

A következőkben induljunk ki a 3. sz. kifejezésből oly módon, hogy a $b(T)$ legyen ezek átlaga vagyis $\bar{b}$.

Képezze továbbá az összeshasonlításunk alapját az, hogy adott „t" értékekhez tartozó „R" értékeket fejezzük ki különböző „T" értékek mellett:

$$t(T_1)=10^{a(T_1)}\cdot R^{\bar{b}}$$

$$t(T_2)=10^{a(T_2)}\cdot R^{\bar{b}}$$

Tételezzük fel, hogy $t(T_1)=t(T_2)$, akkor $R=R(T_1)$ illetve $R=R(T_2)$, tehát az egyenlet csakis két különböző esőintenzitás mellett teljesülhet, ezért:

$$10^{a(T_1)}\cdot R(T_1)^{\bar{b}}=10^{a(T_2)}\cdot R(T_2)^{\bar{b}}$$

ebből

$$R(T_1)=\left[\frac{10^{a(T_2)}}{10^{a(T_1)}}\right]^{\frac{1}{\bar{b}}}\cdot R(T_2)=A(T)\cdot R(T_2) \qquad (9)$$

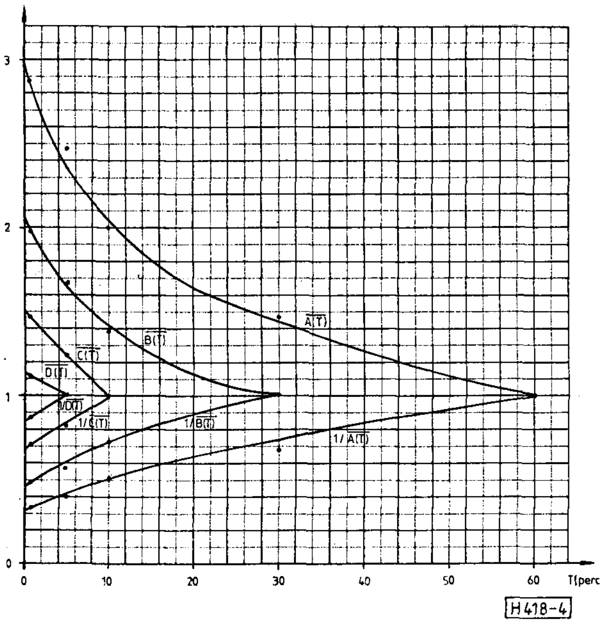
vagyis általánosságban írható:

$$R(T)=\overline{A(T)}\cdot R(60) \qquad (10)$$

ami lényegesen egyszerűbb, mint az 1. kifejezés. Mivel az $A(T)$ átlagértékeit ismerjük, ezért egy grafikon is megadható, amelynek segítségével a számítás igen gyorsan elvégezhető.

Az előző gondolatmenetet továbbvéve kiszámíthatjuk az $R(30)$, $R(10)$, illetve $R(5)$-re vonatkozó hányadosokat is, azaz rendre a $\overline{B(T)}$, $\overline{C(T)}$ és $\overline{D(T)}$ átlag értékeit is.

Az ismertetett módszernek olyan lényeges előnye van a gyakorlatban használt módszerhez képest, hogy nem csak $T=60$ percre vonatkoztatott esőintenzitás ismeretében tudjuk számítani a tetszésszerinti átlagolási időre vett esőintenzitás értékeket, hanem pl. $T=30$, $T=10$ stb. időkre vonatkoztatott esőintenzitások ismeretében, bármely érték számítható, sőt visszafelé is el tudjuk



4. ábra. Az esőintenzitások átszámítására szolgáló diagram Albrecht—Sander mérései alapján

a számításokat végezni az ismertetett grafikon segítségével. A módszereinket alkalmaztuk a Posta Kísérleti Intézet mérési eredményeire is, ahol szintén lényegesen pontosabb eredményeket kaptunk, mint a gyakorlatban használt módszer alapján.

Végeztünk hibaszámítást is 12 GHz-re horizontális polarizáció mellett, ahol a LIN számítási eredményei mellett 30% volt a maximális hiba, amíg a saját eredményeink alapján nem haladta meg a 6%-ot. Ebből arra is egyértelműen lehet következtetni, hogy nem lehet egy egységes kifejezés segítségével minden földrajzi helyre azonos pontossággal számolni, hanem egy-egy nagyobb földrajzi területre el kell végezni, a méréseket és azokból a 4. ábrához hasonló grafikonsereget kell szerkeszteni, mert a pontosabb számítások csak így végezhetők el. Ez egyben feltétele is annak, hogy a mikrohullámú összeköttetés kiesésének valószínűsége minimálisra csökkenjen.

IRODALOM

[1] *von Wolfgang Albrecht, Jörg Sander:* Zusammenhang zwischen Kurz- und Langzeit-Intensitat von Regen als Grundlage für die Plannung von Rischtfunkstrecken. Freguenz. 1977. 11 sz.
[2] *S. H. Lin:* Dependence of Rain-Rate Distribution on Rain Cauge Inegration Time. The Bell System Technical Yournal. 1977. január.
[3] Új eljárás az esőintenzitások egymásba történő átszámítására. Bulletins for Applied Mathematics 1984. Győr, KTMF
[4] *Oláh Ferenc:* Esőcsillapítás hatása a 12 GHz-es frekvenciatartományban. Mikrohullámú szeminárium. 1985. jan. Budapest.
[5] *Oláh Ferenc:* Statisztikai módszer az esőintenzitások kölcsönös átszámítására. Bulletins for Applied Matematis Lectures held at the Össterreichischer Matematikerkongress. Graz, September 1985.
[6] Az esőintenzitás eloszlásának vizsgálata a 12 GHz-es frekvenciatartományban. Doktori disszertáció, 1985.