



MAGYAR AGRÁR- ÉS ÉLETTUDOMÁNYI EGYETEM

**Rövididejű nagycsapadékok vizsgálata
történeti és mért adatok alapján**

**Rácz Tibor
GÖDÖLLŐ
2021**

A doktori iskola megnevezése:

Magyar Agrár- és Élettudományi Egyetem
Környezettudományi Doktori Iskola

Tudományága:

Környezettudományok

Vezetője:

Csákiné Dr. Micheli Erika
egyetemi tanár, DSc, az MTA levelező tagja

MATE Környezettudományi Kar, Környezettudományi Intézet
2100 Gödöllő, Páter Károly utca 1.

Témavezető:

Szalai Sándor
egyetemi docens
PhD
MATE Környezettudományi Kar, Környezettudományi Intézet
2100 Gödöllő, Páter Károly utca 1.

.....

Az iskolavezető jóváhagyása



.....

A témavezető(k) jóváhagyása

TARTALOMJEGYZÉK

Jelölések, rövidítések	5
1. Bevezetés, a téma jelentősége és a kitűzött célok	7
1.1. A téma aktualitása, jelentősége	7
1.2. A kutatás célja	9
2. Irodalmi áttekintés	11
2.1. A csapadékmérés eszközeinek fejlődése	11
2.1.1. Pontbeli, közvetlen csapadékmérési eszközök és eljárások	11
2.1.2. Pontbeli, közvetett csapadékmérési eszközök és eljárások	14
2.1.3. Nem pontbeli csapadékbecslési technikák	15
2.2. A közvetlen csapadékmérés és csapadékintenzitás mérés	17
2.2.1. A közvetlen csapadékmérés pontossági kérdései	17
2.2.2. A csapadékmérési eljárások szél okozta pontatlanságának kérdése	19
2.2.3. A billenőkanalas csapadékmérők (TBG) pontossága	20
2.2.4. Az szintméréssel (FRG) csapadékmérők pontossága	22
2.3. A csapadékintenzitás adatok feldolgozásával kapcsolatos pontossági kérdések	24
3. Anyag és módszer	29
3.1. A csapadékmérési eljárások osztályozása	29
3.2. A billenőkanalas berendezésekkel (TBG) mért, hosszabb mérési periódusú csapadékadatok pontossága	29
3.3. A szifonos csapadékmérő (SRW) berendezések pontosságát befolyásoló jelenségek	30
3.4. A Hellmann rendszerű hagyományos mérő és SRW környezetében kialakuló szélsőségek eloszlás vizsgálata	31
3.5. A mintavétel sűrűsége és a csapadékintenzitás adatok reprezentativitása	34
3.6. Egy csapadékmérő állomás maximális csapadékintenzitás adatainak korrekciója	35
3.6.1. Az adatok	35
3.6.2. A minta kiválasztásának módszere	37
3.6.3. A minták megbízhatóságának ellenőrzése	37
3.6.4. A legnagyobb éves csapadékintenzitások korrekciója	38
3.6.5. A minták homogenitásának vizsgálata	38
3.6.6. Az éves maximumok valószínűségi modellje és az IDF görbék	39
4. Eredmények és az eredmények értékelése	41
4.1. A csapadékmérési eljárások osztályozása	41

4.2. A billenőkanalas csapadékmérők hosszú mérési periódusú adatainak korrekciója.....	44
4.3. A szifonos csapadékmérők (SRW) mérési adatainak korrekciója.....	51
4.3.1. Javaslat az SRW mérők általános korrekciós képletére.....	51
4.3.2. ΔP_1 – a mérő benedvesítése miatt kialakuló veszteség.....	51
4.3.3. ΔP_2 – a nem mért, visszamaradt cseppek hatása a mérőszerkezetben.....	54
4.3.4. ΔP_3 – párolgási veszteségből keletkező hiba.....	56
4.3.5. ΔP_4 – a csapadékvíz fröccsenéséből keletkező hiba.....	56
4.3.6. ΔP_{SRW} – Az SRW berendezések technikai jellegű hibaforrásai.....	57
4.4. Szélesség-mező torzulásának vizsgálata a Hellmann rendszerű csapadékmérő berendezések körül.....	58
4.5. A szifonos csapadékmérők (SRW) feldolgozott adatainak korrekciója.....	63
4.6. A mintavételezés sűrűségének hatása és a csapadékintenzitási adatok reprezentativitása	71
4.7. A Budapest-Belterület csapadékmérő állomás adatainak új feldolgozása.....	78
4.7.1. A csapadékintenzitás adatok korrekciója.....	78
4.7.2. A minták Homogenitás vizsgálata.....	80
4.7.3. A rész-minták egyöntetűség-vizsgálata.....	81
4.7.4. Eloszlásfüggvény illesztése.....	82
4.7.5. IDF görbék.....	84
5. Következtetések és a javaslatok.....	88
Köszönetnyilvánítás.....	90
Ábrák jegyzéke.....	91
Mellékletek.....	93
A disszertáció tárgyában készített saját publikációk.....	99
Idézett irodalom.....	100

JELÖLÉSEK, RÖVIDÍTÉSEK

Jelölések

A_f	csapadékmérő tölcsérének felülete
a, b	paraméterek
AM	évi maximumok kiválasztásán alapuló mintavételezési eljárás
C_1, C_2, C_μ	arányosítási tényezők a k- ε eljáráshoz
CF_t	t időintervallumhoz tartozó javító tényező
FRG	úszóval működtetett csapadékmérő (Floating Rain Gauge)
GEV	általánosított extrémérték-eloszlás függvény
h	csapadékmennyiség
h_s	csapadékmérő regisztrációs szalag szélességének megfelelő csapadékmennyiség
h_0	a csapadékmérőben lévő csapadékmennyiség a mérési periódus kezdetén
h_{corr}	javított csapadékmennyiség
i	csapadékkintenzitás
$i_{m,t}$	t hosszúságú időintervallum csapadékkintenzitása
i_r	nyers (mért, nem javított) csapadékkintenzitás
i_c, i_{corr}	javított csapadékkintenzitás
ITM	inverz transzformációs eljárás
$i_{u,j}$	szifonos csapadékmérőnél j -edik leürítéskor fennálló csapadékkintenzitás
j	számláló, illetve index változó
k	javító tényező a szél hatásának figyelembevételére; turbulens kinematikai energia
KS	Kolmogorov-Szmirnov teszt
n	elemszám
P_c	a csapadékmérőbe bekerült csapadék, a ΔP_i mérési hibák javítását követően
P_g	a csapadékmérőben leolvasott bekerült csapadék
P_k	a ténylegesen lehullott csapadék
ΔP_i	a csapadékmérési hibák, a szél hatása nélkül
q	szifonos csapadékmérő tartályának vízutánpótlása a csapadék hozzáfolyása miatt
q_s	szifonos csapadékmérő tartályának leürítési vízhozama csapadék hozzáfolyása nélkül
POT	küszöbérték meghaladásán alapuló mintavételezési eljárás
S_ϕ	az áramtérben egy ϕ mennyiségének forrásos jellegét reprezentáló tag
SRW	szifonos ürítésű úszós csapadékmérő
t	idő, időintervallum hossza
t_s	szifonos csapadékmérő tartályának leürítési ideje csapadék hozzáfolyása esetén
$t_{s,0}$	szifonos csapadékmérő tartályának leürítési ideje csapadék hozzáfolyása nélkül
$t_{s,tot}$	szifonos csapadékmérő tartályának összes leürítési ideje t időintervallum alatt
$t_{u,corr}$	szifonos csapadékmérő korrigált leürítési ideje egy leürítés alatt
$t_{\Sigma u,corr}$	szifonos csapadékmérő korrigált leürítési ideje t időintervallum alatt
T	csapadékesemény időtartama
T_1, T_2	t hosszúságú időintervallum kezdő és végpontja
TBG	billenőkanalas csapadékmérő (Tipping Bucket Gauge)
U	áramlási sebesség
U_x, U_y, U_z	áramlási sebesség x, y, z komponensei
v	sebesség
V	térfogat
V_c	javított csapadéktérfogat

V_{corr}	szifonos csapadékmérőn mért csapadék javított térfogata t időintervallum alatt
V_j	egy mérési periódus csapadékának j -edik résztérfogata
V_s	szifonos csapadékmérő leürítése közben hullott csapadék térfogata
ϕ	helytől és időtől függő skalár- vagy vektormennyiség szimbóluma
Γ_ϕ	a ϕ mennyiség diffúziós együtthatója
ε	turbulens kinematikai energia disszipáció hányada
μ	GEV eloszlás hely paramétere; dinamikai viszkozitás
ξ	GEV eloszlás alak paramétere
μ_t	turbulens dinamikai viszkozitás
ξ	GEV eloszlás alak paramétere
ρ	sűrűség
σ	GEV eloszlás skálázási paramétere
$\sigma_k, \sigma_\varepsilon$	Prandtl-szám a k és ε számokhoz

1. BEVEZETÉS, A TÉMA JELENTŐSÉGE ÉS A KITŰZÖTT CÉLOK

1.1. A TÉMA AKTUALITÁSA, JELENTŐSÉGE

Sajátos kettősség az, hogy a víz, amely az egyén és társadalom létehez alapvetően szükséges elem, számos veszély és kár forrása is lehet. A társadalom által épített és működtetett javak, mérnöki létesítmények, eszközök, erőforrások, általában a környezetünk csapadékok elleni védelme folyamatos feladatot jelentett az emberiségnek a története folyamán. A csapadékok a legkülönbözőbb módon tehetnek kárt az ember környezetében, így anyagukban, szerkezetükben okozhatnak pusztítást.

Mindez a civilizáció kezdeteitől arra ösztönözte az embereket, hogy a létesítményeiket, a termőföldet, a termést, a csapadék okozta közvetlen és a csapadék keltette árvíz formájában jelentkező közvetett károktól megvédje. A javakra a legnagyobb veszélyt, a vízelvezető rendszerekre pedig a legnagyobb terhelést a rövididejű nagycsapadékok jelentik. A rövididejű nagycsapadékok hatása túlmutat a mérnöki (vízmérnöki) szakterületen, és például a környezetgazdálkodási és mezőgazdasági szempontból is releváns kérdés. E területeken az érdeklődés elsődleges oka a nagyintenzitású csapadékok által kiváltott erózió. A csepperózió során a heves nagycsapadékok nagyobb átmérőjű cseppjei a becsapódásuk erejénél fogva hatékonyan rombolják, bontják a talajszemcsék szerkezetét. A gyorsan kialakuló intenzív felszíni lefolyás révén leöblítéses, majd árkos erózió alakul ki, a víz a termőtalajt elszállítja, és másutt áthalmozza, lerakja (BUTZER 1986, KISS 2014). Mind az erózió, mind a hordaléklerakás a természeti, mezőgazdasági vagy települési környezet károsodását okozza (STEFANOVITS et al. 1999). A rövididejű nagycsapadékok kérdéskörének vizsgálata tehát a környezettudomány és agrártudomány körében is érdeklődésre tart számot.

E jelenségkör vizsgálata az 1800-as évek utolsó negyedétől számos kutatás témája világszerte. Dolgozatom is a különösen intenzív csapadékok intenzitását vizsgálja. A dolgozat a továbbiakban a folyékony csapadékokkal foglalkozik, így a csapadék szó alatt kifejezetten az eső értendő. A szitálás, hó, ónososó és jégeső, harmat és zúzmara, illetve e csapadékok egyéb alkategóriái tehát nem tárgyai a dolgozatnak, noha a csapadék e fajtáinak egyéb területeken nagy jelentőségük van, természetesen. Minthogy a dolgozat a nagycsapadékokkal, azok intenzív megnyilvánulásaival foglalkozik, az eső kategóriája is szűkített értelmű, így az alacsony intenzitású, hosszan tartó csapadékokkal sem foglalkozom a dolgozatomban.

A téma kutatása a globális felmelegedés és klímaváltozás miatt is előtérbe került. Az elmúlt években általános véleménnyé vált az, hogy a vízelvezető rendszerek méretezéséhez használt csapadékmaximum függvények elavultak, mivel a klímaváltozás egyik hatásaként a csapadékoság megváltozott, és a csapadékok intenzívebbé váltak. Jellemzően visszatérő projekció, hogy a hazai nagycsapadékok legnagyobb intenzitásai is nőnek az előttünk álló évtizedekben, hasonlóan a világ nagy részéhez (EPA 2021, MYHRE et al. 2019, LÁNG 2019, MFGI 2016, IPCC 2014). Számos publikáció számol be a legnagyobb napi csapadékösszeg éves maximumainak növekedéséről (GLEASON et al. 2008) A klímamodellekből levezetett klímaváltozási projekciók közül több is a rövid idejű nagycsapadékok gyakoribb előfordulását és a nagycsapadékok intenzitás maximumainak növekedését mutatja (MYHRE et al. 2019). A klímaprojekciók e szegmensének elkészítéséhez, valamint a projekciók alapján becsült változások vizsgálatához elengedhetetlenek a referencia adatok. A referenciaadatok szükségszerűen a múltban mért csapadékadatok, részben ezen adatokra alapulnak a jövőre vonatkozó klímamodellek is.

A referenciaadatok körében érdemes különbséget tenni a történeti és a jelenkori adatok között, elsősorban az adatrögzítés módjában és tárolásában, feldolgozásában mutatkozó különbségek

miatt. A dolgozatban a történeti adatok megnevezés alatt az analóg mérőeszközökről táblázatos formában legyűjtött, jellemzően kivonatos, a legnagyobb értékekre vonatkozó adatokat, valamint a digitális mérés első időszakában hosszú mérési periódussal rögzített adatokat értem. A jelenkori adatok megnevezés alá a napjainkban használatos, jellemzően egyperces mérési periódussal rögzített, vagy ilyen módon digitalizált csapadék adatokat sorolom.

A csapadékmérés megbízhatóságával és pontosságával kapcsolatban a mai napig számos lényeges kérdésben bizonytalanság tapasztalható, és ez a csapadékintenzitás adatok megbízhatóságára is kihat. Megfelelő pontosságú csapadék és csapadékintenzitás adatok nélkül a csapadékviszonyokban megfigyelhető változásról nehezen lehet megalapozott véleményt kialakítani, ez önmagában indokolja a jelenkori mérések pontosságának növelését, és emellett az archív (történeti) csapadékadatok utólagos ellenőrzését, esetleges javítását és újólagos feldolgozását is. Az egyes mérési eljárások, technikák változatos hibajelenségeket mutatnak, így a hibák szűrése, javítása nagyban függ ezektől, valamint műszerek esetében azok sajátosságaitól is. A csapadék és csapadékintenzitás mérése javarészt földi, gyűjtőedényes eljárásokon alapul, a vizsgálatom elsősorban ezekre irányul. A dolgozat címében is említett mért, jelenkori adatok alatt a jelenleg elterjedten használt billenőkanalas (továbbiakban TBG) és súlymérés elvű eszközökkel mért csapadék adatokat értem, míg a történeti adatok fogalom alatt a sokperces mérési periódusú TBG és a szintméréses elven (továbbiakban általában FRG), e kategórián belül a szifonos ürítésű (továbbiakban SRW) csapadékírók által rögzített adatok körét értem. A készüléktípusok részletesebb leírására a dolgozatban természetesen sor kerül.

A dolgozatban a csapadékok, így a csapadékintenzitások vizsgálatának fő kérdései a széleskörben használt mérési módszerekkel gyűjtött adatok pontosságára, az adatok ellenőrzésére, kijavíthatóságára és a korrigált adatok újrafeldolgozására irányulnak.

A csapadékadatok korrekciója maga után vonja a feldolgozott csapadékintenzitás adatok korrekcióját is. Itt elsősorban a csapadékok intenzitás-tartósság-gyakoriság (Intensity-Duration-Frequency, a továbbiakban IDF) összefüggésekre kell gondolni, amelyek a hazai gyakorlatban csapadékmaximum függvényként, illetve – vélhetően alaptalanul – Montanari-függvényként is ismeretesek (RÁCZ 2020a).

Az 1800-as évektől a csapadékadatok leírásában az intézményesített, tudományosan megalapozott metodikájú mérések kialakulása mellett az adatfeldolgozásban és adatelemzésben is komoly fejlődés figyelhető meg. Az adatfeldolgozás matematikai hátterének fejlődésével párhuzamosan a hardver oldalon, a számítástechnikában is forradalom zajlott, és zajlik.

A dolgozatomban a történeti és a jelenkori adatok pontosságának, megbízhatóságának vizsgálatát tűztem ki célul. A történeti adatok körében az SRW mérők gyűjtési és szisztematikus hibájára, a sokperces, hosszú periódussal mért TBG adatok javításának kérdésére fókuszálok, ezekre az esetekre korrekciós eljárást fejlesztettem. Mindezzel párhuzamosan bizonyos típusú történeti adatok feldolgozási eljárásaiban rejlő torzításokra is felhívom a figyelmet, mértékükre becslést adok. A vizsgált hibák az IDF görbék pontosságára is kihatnak, a dolgozatomban leírt egyes megállapítások erre a hatásra is rámutatnak. Az elméleti megközelítés mellett a dolgozat a fejlesztett korrekciós eljárások alkalmazását is bemutatja az Országos Meteorológiai Szolgálat részéről rendelkezésre bocsátott adatokon.

1.2. A KUTATÁS CÉLJA

A dolgozatban összefoglalt kutatás célkitűzései a következők voltak:

A. A szintmérős szifonos ürítésű csapadékmérők alkalmazásának hibái és azok hatása a csapadékinzenzítés mérésére, módszer fejlesztése a szisztematikus mérési hiba kijavítására a feldolgozott, történeti csapadékadatokban. A szintmérési alapon működő szifonos csapadékmérők számos típusa volt használatban világszerte, így Magyarországon is. A Meteorológiai Világszervezet Szervezet (továbbiakban WMO – World Meteorological Organization) a csapadékmérés, valamint csapadékinzenzítés mérés pontossági kérdéseinek vizsgálatára mérési kampányokat szervezett, amelyek a jelenleg használatos műszertípusokra vonatkozó kérdéseket igyekeztek tisztázni (SEVRUK 1982, VUERICH et al. 2009). Ebben a körben vizsgálták a TBG mérőket, ám az SRW berendezések ellenőrzésére még nem került sor. A kutatás célja a szintmérés elvén működő eszközök mérési hibáinak definiálása (szél okozta alulmérés, kifröccsenés, párolgás, benedvesítés stb. miatti veszteségek), és hatásuk becslése a csapadékinzenzítés meghatározásában. Az SRW mérők legfontosabb szisztematikus hibája az, hogy a mérőtartály szifonos leürítése idején a csapadék mérése szünetel néhány 10 másodpercig. A hiba korrekciójára a regisztrációs szalag adatai alapján lehetőséget biztosít Luyckx és Berlamont eljárása (LUYCKX, BERLAMONT 2002). A történeti adatok számottevő része már azonban csak kivonatolt formában található meg, így ezek javítására az említett módszer nem alkalmazható. Az ilyen feldolgozott csapadékadatok javítására eljárás fejlesztése szükséges, amely révén szisztematikus hiba miatti alulmérés kijavítható.

B. A billenőkanalas csapadékmérők szisztematikus hibájának korrekciójával kapcsolatos pontossági kérdés vizsgálata; kiegészítő korrekciós eljárás fejlesztése. A TBG mérőkkel mért történeti csapadékadatok rendszerint több perces (jellemzően 10 perces) mérési periódussal lettek rögzítve. A műszerekre az utóbbi években korrekciós képleteket fejlesztettek (pl. VUERICH et al 2009, LANZA, VUERICH 2010). Ezek az eljárások nem használhatók fel közvetlenül a hosszabb időszakonként összegzett adatok esetében, a korrekciós eljárások nemlineáris jellege miatt. A nemlinearitás miatt kiegészítő korrekció alkalmazása szükséges a hosszabb mérési periódusú adatok esetében, amely a csapadékadatok adatformátumához igazodó javítását teszi lehetővé. A kutatás célja e kiegészítő korrekció elkészítése és alkalmazási feltételeinek vizsgálata.

C. Adatfeldolgozási hibák hatásának kimutatása a történeti csapadékadatokban. A csapadékinzenzítés mérése csak a legutóbbi időben történik egyperces mérési periódussal, azt megelőzően 10 perces, vagy hosszabb csapadékösszeg rögzítésére került sor, állandó mérési periódus alkalmazásával. Minthogy a mérési periódus kezdete és a csapadékhullás kezdete nem feltétlenül esik egy időpontba, a csapadék mérésében hiba keletkezhet azáltal, hogy a csapadékcsúcs kimérése esetleges lesz. E hiba mértéke befolyásolja a csapadékinzenzítés-gyakoriság-tartósság görbéket is, így a hiba a korábbi görbékben megjelenik. Az így keletkező hiba jellegét és mértékét vizsgálni szükséges. Hasonlóan lényeges az IDF összefüggések közelítésével kialakuló hiba mértéke is. A kutatási cél e hatások tanulmányozása és hatásuk becslése az IDF összefüggésekben.

D. A Budapest Belterület mérőállomás csapadékintenzitás adatainak javítása a fejlesztett eljárásokkal, valamint a javítás hatásának vizsgálata a csapadékmaximum görbékben (esettanulmány). A mérőállomáson ismert típusú és műszaki paraméterű szintméréssel elven működő szifonos, majd billenőkanalas csapadékmérők adatait rögzítették. A B. és C. pontban körülírt, e kutatás körében fejlesztett korrekciós eljárásokkal elvégzett javítás hatásának vizsgálatára kerül sor a kutatáshoz megkapott történeti csapadék adatsoron. A vizsgálat alapján meghatározható a javítás hatásának nagyságrendje. Mérlegelhetők egyéb olyan hatások is, amelyek a mért adatok pontosságát befolyásolják, így például a gyakorlati célra használt IDF görbék hatványfüggvényes közelítés miatt bekövetkező torzításé. A kutatás negyedik célja ennek meghatározása.

2. IRODALMI ÁTTEKINTÉS

A téma szakirodalmi hátterét három alfejezetben tárgyalom.

Az első a folyékony csapadék mérésének eszközeivel, az eső észlelésével és az észlelt adatok interpretálásának kérdéseivel foglalkozik. Ebben a mérési eljárások fejlődését mutatom be a hagyományos csapadékgyűjtős megoldásoktól a műholdas távérzékelésig, a mérések eljárások leíró jellegű, általános jellemzésével.

A második rész a jelen dolgozat szempontjából lényeges klasszikus, direkt, gyűjtős rendszerű földi csapadék- és csapadékintenzitás mérés pontossági kérdéseinek szakirodalmi hátterét és fejlődését mutatja be.

A harmadik rész a csapadékintenzitás mérése során beszerzett adatok feldolgozásával és az ezzel kapcsolatos pontossági kérdésekkel foglalkozik azon szakirodalom bemutatásával, amelyek a csapadékadatok feldolgozása során keletkező pontatlanságokat tárták fel. A hibák javítására vonatkozó, a dolgozat céljai szempontjából lényegesnek értékelt szakirodalom ugyancsak bemutatásra kerül.

2.1. A CSAPADÉKMÉRÉS ESZKÖZEINEK FEJLŐDÉSE

2.1.1. PONTBELI, KÖZVETLEN CSAPADÉKMÉRÉSI ESZKÖZÖK ÉS ELJÁRÁSOK

A csapadék mérésének legegyszerűbb módja a lehullott csapadék súlyának (pontosabban tömegének) vagy a térfogatának mérése, ezek a legutóbbi időkig egyeduralgó eljárások voltak. Ezen eljárások során a csapadékot össze kell gyűjteni. A mérés jellege miatt ezeket az eljárásokat és eszközöket a gyűjtéssel járó, a csapadékkal közvetlenül érintkező módszerként lehet megkülönböztetni a többi mérési technológiától. A méréshez a legegyszerűbb esetben egy térfogattal arányosan skálázott mérőedény vagy egy mérleg szükséges. A csapadék intenzitásának meghatározásához a csapadékhullás idejének mérése és rögzítése is szükséges. A csapadék mennyiségét mindig valamilyen időegységhez kötve mérik és így kimondatlanul is mindig időegységhez kötve értelmezik, így napi, havi, éves és egyéb periódusokra vonatkozó csapadékokról, illetve azok származtatott mennyiségeiről, átlagairól stb. beszélünk. A csapadék intenzitása a WMO definíciója szerint (WMO 1992) azon – egy perctől néhány tíz percig terjedő – időegység alatt gyűjtött csapadékmennyiség, amelynek az a célja, hogy gyorsan alakuló hidrológiai jelenségekhez szolgáltatson alapadatot a jelenséghez illeszkedő idő nagyságrendjében, így például felhőszakadások hatására hirtelen kialakuló árvizek megfelelő leírásához (VUERICH et al. 2009). A rövid időegység alatt jellemzően az egy órán belüli mintázási időegységet kell érteni.

A mérnöki gyakorlat a csapadék térfogata helyett a sok esetben a csapadékmagasság fogalmát alkalmazza a mérések és az adatok feldolgozása során (de pl. az angol szakirodalomban a *raindepth*, franciában a *hauteur de pluie* fogalom használatos, ugyancsak hossz dimenzióra utalva). Lényeges emlékezni arra, hogy a csapadékmagasság nem hosszúság jellegű mérték, hanem egyégfelületre hulló csapadéktérfogat, így a tényleges mértékegysége $\left[\frac{m^3}{m^2}\right]$ karakterű, amely csak az egyszerűsítés után tűnik hosszúságnak. A csapadékintenzitás előbbieket miatt sebesség jellegűnek tűnhet, de valójában ez egy egységfelületen értelmezett térfogatáram (fajlagos vízhozam). E körülmények szem előtt tartása a későbbiekben egyes levezetések könnyebb átláthatósága érdekében lényeges lesz.

A csapadékmérésre legkorábban az ősi Kínából származnak feljegyzések, illetve régészeti leletek, a mintegy 3100 évvel ezelőtti időszakból (LUI 2001). A mérésekről Indiában 2400 éve születtek

feljegyzések, (NIH 1990; KURYTKA 1953; STRANGWAY 2010), Palesztinában 2000 éve (KURYTKA 1953; STRANGWAY 2010). Érdekes módon Mezopotámiából, Egyiptomból vagy a Kolumbusz előtti Amerikából nincs adat a csapadék mérésére, amint az európai antik kultúrákból sincs. Látva ugyanakkor e kultúrák vízgazdálkodási létesítményeinek számát és méreteit, valószínűsíthető, hogy a csapadék mennyiségi eloszlásáról mérésen alapuló ismerettel rendelkezett az adott kor és kultúra.

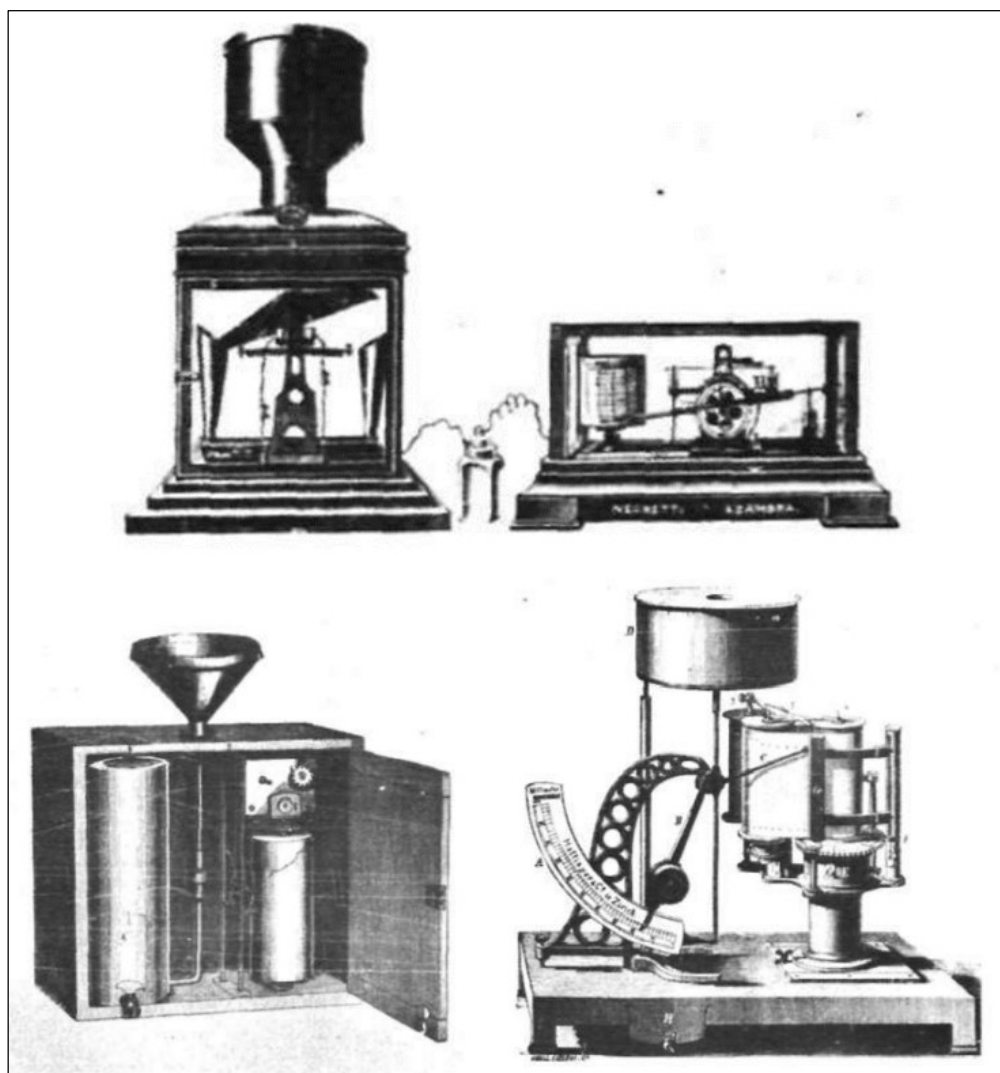
Európában a csapadékmérés kezdeteiről szóló - jelenleg ismert - dokumentumok a keleti kultúrákhoz képest viszonylag későbbiek, ugyanakkor az európai csapadékmérés kezdete egyben a csapadékmérés modern korszakának kezdete is. E modern korszak az 1600-as években kezdődött (KURYTKA 1953; STRANGWAY 2010) és Benedetto Castellihez (1577-1644) fűződik, aki egy Galileinek írott levelében számolt be csapadékmérési eredményeiről (KURYTKA 1953; STRANGWAY 2010).

A csapadékmérés eszközszerrendszere valamely adott kultúrában természetesen az ott elért aktuális technológiai fejlettség függvényében alakul. Minthogy a technika az idővel (jórészt) fejlődik, az egyes kultúrákon belül is megfigyelhető a csapadékmérési eljárások fejlődése. Ez a csapadékmérés modern korszakára mindenképp jellemző. A tudományos gondolkodás kialakulásával, valamint a mechanikus óraművek fejlődésével, továbbá a természeti jelenségek iránti fokozott érdeklődés kapcsán a rövid idejű csapadékok mérésére is egyre nagyobb igény jelentkezett.

Ahogy az óramechanizmusok egyre pontosabbak lettek, valamint szélesebb körben is elérhetővé váltak, mód nyílt az egy napon belüli csapadékösszegek mérésére is, ezzel az egyes csapadékok, vagy időintervallumok csapadékinzintezésének észlelése (számítása) is lehetségessé vált. A napon belüli csapadékok észlelése már szükségessé tette az adatok automatikus rögzítését is, az adott kornak megfelelő technikai színvonalon. Az első ilyen berendezés Sir Christopher Wren nevéhez köthető, aki egy billenőkanalas berendezést (Tipping Bucket Gauge, a dolgozatban a továbbiakban TBG) készített 1662-ben (KURYTKA 1953). A TBG mérés diszkrét csapadékösszeg mérés, elve az, hogy a csapadékvizet egy olyan edényben gyűjtik, amely egy bizonyos mennyiségű víz befogadását követően instabil állapotba kerül, így a víz kiömlik, majd az edény üresen visszabilen a kezdeti stabil helyzetébe. Az üres edény stabil állapotában újra alkalmas lesz a mérésre. A mérés során a leürítések számát kell regisztrálni. Egy edény helyett szimmetrikus elhelyezésben két edény (vagy kanál) alkalmazása is lehetséges, a mai berendezések ezt a megoldást követik. Wren berendezése egy súllyal hajtott óraművel működtetett dobbal rendelkezett. A dobon elhelyezett papírszalagon egy szeg ütött lyukat az edény átfordulásakor. A csapadék intenzitásának értékelése, illetve visszaszámolása a lyukak távolságának lemérése révén volt lehetséges a (STRANGWAY 2010). A TBG berendezések mellett a gyűjtött vízmennyiség szintjéhez (szintmérés elvű mérő - Floating Registering Gauge, a dolgozatban a továbbiakban FRG), valamint a lehullott csapadék súlyának méréséhez kötött csapadék regisztráló berendezések (súlymérés elvű mérő - Weight Measurement Gauge, a dolgozatban a továbbiakban WMG) is feltűntek (1. ábra). Ezek az óraművel felszerelt berendezések nem terjedtek el azonnal, emiatt még sokáig nem lehetett széleskörben végzett csapadék és csapadékinzintezés mérésről beszélni. A csapadék regisztráló berendezések ára az 1860-as években meglehetősen magas volt, amint arról a kor egyik vezető műszerépítő cégének vezetői is beszámoltak (NEGRETTI, ZAMBRA 1864). A körülmények a XIX. század végén megváltoztak, és talán a városi vízelvezető rendszerek építéséhez kapcsolódó adatigény miatt a készülékek egyre inkább elterjedtek.

A közvetlen mérésre kialakított csapadékmérő műszereket számos néven említik. A magyar nyelvben elterjedt idegen eredetű megnevezések előtagjai a latin pluvium és az görög ombros (ὄμβρος) 'eső', illetve 'zápor' jelentésű szavakra vezethetők vissza. A hagyományos mérők megnevezésére idegen szóval a görög 'μετρέω – mérni' utótag hozzátoldásával pluviométer vagy

ombrométer kifejezéseket alkalmazták (különösen a régi szakirodalomban). Az eredetileg grafikus úton regisztráló mérők esetében az ugyancsak ógörög 'γράφω – írni' utótaggal pluviográf vagy ombrográf megnevezés is előfordul. A továbbiakban előforduló ombrográf szó alatt az összes közvetlen gyűjtéses eljárással mérő, adatregisztrálásra képes készüléket értem, tekintet nélkül arra, hogy író-rajzoló, vagy digitális adatgyűjtéses eljárással rögzítik-e az adatokat.



1. ábra: Csapadékiró berendezések a XIX. század végéről; felül Negretti-Zambra gyártmányú billenőkanalas (TBG) mérő, alul balra App-féle szintmérés elven működő csapadékiró (FRG), alul jobbra Hottinger-féle súlymérés elven működő csapadékiró (Kurytka 1953)

Az egyes berendezéseknek számos altípusa alakult ki a XIX. század és a XX. század fordulójára, több egyéb elven működő berendezés mellett; utóbbiak a későbbiekben jórészt kikoptak a gyakorlatból, vagy el sem terjedtek. Az egyes berendezés típusok között számos altípus is kialakult. Az FRG berendezések esetében három mérési megoldás is használatban volt, amelyekre a későbbiekben kitérek. Ezek közül az egyik a szifonos ürítésű csapadékiró (Siphoned Rainfall Writer, a dolgozatban a továbbiakban SRW), amelyre a disszertációm egyik vizsgálati eredménye is vonatkozik. A magyar gyakorlatban a Hellmann-Fuess rendszerű szifonos csapadékiró terjedt el a XX. század elejétől. Ezek a berendezések a hazai gyakorlatból az 1990-es években jórészt kikoptak, de a régebbi, és a disszertációm második felében feldolgozásra kerülő adatok jelentős részét még ezek a berendezések szolgáltatták. A Hellmann-Fuess csapadékiró berendezések és replikáik gyártása egyébként a mai napig folyamatos, és az elektromos energiával el nem látható

helyeken még telepítenek ilyen berendezéseket. Léteznek próbálkozások az SRW berendezések elektromos adatrögzítővel történő ellátására is (LI et al. 2010), valamint a tengeri bójákra rögzített, és hajókon elhelyezett csapadékmérők számottevő része is digitális adatrögzítésre alkalmassá tett SRW berendezéssel lett felszerelve (SERRA et al. 2001). Tekintettel a korai, évtizedeken át zajló mérések eredményeképp felhalmozódott adatokra, az SRW berendezések mérési pontosságának utólagos vizsgálata kiemelkedő fontosságú feladat; ez disszertációm egyik célja.

Már a modern mérések megindulásától észlelték a témával foglalkozó kutatók a mérések során előforduló pontatlanságokat, hibákat, és igyekeztek feltárni az okukat, valamint megpróbálták megfelelő eljárásokat találni az így keletkező hibák kiküszöbölésére. A szél, a párolgás, és a többi, később a csapadékintenzitás vonatkozásában tárgyalandó veszteséget, illetve pontatlanságot okozó tényezők megfigyelése, leírása, kiküszöbölése így már a korai időkben, az 1700-as években megkezdődött, és ez a munka azóta is folyamatos (KURYTKA 1953, VUERICH et al. 2009, SEVRUK 1982).

A csapadékok közvetlen mérésében az elektronika megjelenése nyújtotta azt a technológiai lépést, amely lehetőséget teremtett később számos új, közvetett mérési eljárásra is. Az első elektromos elven üzemelő csapadékmérő berendezésről 1876-ból számolnak be, bár a pontos működési elve nem maradt fenn (KURYTKA 1953). Az elektromos energia felhasználásának első időszakában az új technológiát energiaforrásként, a csapadékmérők regisztrálásra szolgáló részegységeinek mozgatására használták fel. Komoly lépést jelentett az elektromos szenzorok és az adatrögzítő egységek megjelenése és rohamos fejlődése, amely leginkább a XX. század második felében indult meg, és jelenleg is töretlen. Az adatrögzítés fejlődése révén a XX. század utolsó harmadától a TBG műszerek alkalmazása vált elsődlegessé. A TBG eszközök népszerűségének oka az adatgyűjtés egyszerűségében és az adatok egyszerű továbbíthatóságában, gyors feldolgozhatóságában rejlik (VASVÁRI, 2005). Ennek köszönhetően növekszik az elsősorban városi csapadékmérők száma, amelyek egyre kiterjedtebb csapadékszlelő hálózatokká növekednek, sok esetben kis sorozatban legyártott készülékek alkalmazásával (KNOLMÁR 2012, RÁCZ et al. 2012). Újra terjednek a súlymérésen alapuló berendezések is, amelyek lényeges előnye, hogy nagy megbízhatóságú mérést tesznek lehetővé, amennyiben a szél hatását sikerül kiküszöbölni.

2.1.2. PONTBELI, KÖZVETETT CSAPADÉKMÉRÉSI ESZKÖZÖK ÉS ELJÁRÁSOK

A fizika és ezen belül az elektronika fejlődése révén számos közvetett csapadékmérési, vagy a legtöbb esetben inkább csapadékbecslésre alkalmas eljárást fejlesztettek. Átmenetet képez a közvetlen és közvetett mérések között a kontakt cseppszámláló, amelyek első példányait még a késő XIX. században építették (KURYTKA 1953). A kontakt cseppszámlálók voltaképp elektromos érzékelők, amelyek a mérőfelületen a csepp megjelenésével bekövetkező fizikai változásokat észlelték. A cseppszámlálók eleinte mechanikus, majd elektromos hatásokat észleltek, később akusztikai, optikai jelek karakterisztikájából következtettek a csapadék jellemzőire.

E fejlődés eredménye a cseppméret-eloszlást detektáló dizdrométer, amellyel a csapadék mennyiségét és intenzitását is becsülni lehet. A cseppméret-eloszlás az 1930-as években fejlődésnek induló radar technikában kapott különös jelentőséget. Az első optikai dizdrométereket az 1960-as években fejlesztették, fénysugarat, vagy lézert használva a méréshez. Elve a csapadék cseppek méretével arányos árnyékoló hatás mérése, amelyből a csapadékcseppek jellemzői, a sebességük és méretspektrumuk, valamint számuk meghatározható. A doppler elvű dizdrométerek a cseppek sebességét a Doppler-elv alapján mérik, és ebből következtetnek a csapadék intenzitására, illetve mennyiségére. A mérés koncepciójáról és főbb jellemzőiről Habib és társai nyújtanak összefoglalást (HABIB et al. 2013). A WMO csapadékintenzitás mérésének

pontatlanságait vonatkozó vizsgáló során hagyományos ombrográfokkal együtt dizdrométerek pontosságát is ellenőrizték (VUERICH et al. 2009).

2.1.3. NEM PONTBELI CSAPADÉKBECSLÉSI TECHNIKÁK

A XX. század elejére az elektromágnesesség megismerése és alkalmazása forradalmasította a mérési technikákat. A kibocsájtott elektromágneses jelek visszaverődésének mérésén alapuló radartechnika alapjait már a század legelején kifejlesztették, és térhódítása a II. világháború során indult meg. Használhatósága a Nagy-Britannia védelmében folytatott távolsági légi felderítés során igazolódott. A radar meteorológiai felhasználásának kezdeteit a II. világháború első éveit jelentették, amikor is felismerték, hogy a radarjelek a repülőkhöz kívül a csapadékmezőkről is visszaverődnek, amelyek így ezen a módon is észlelhetővé váltak (CIFELLI et al. 2013). A radar volt lényegében az első távérzékelésen alapuló csapadékbecslési eljárás, amelyet több további elektromágneses hullámhossz tartományban folytatott észlelés követett, immár nem földi, hanem műholdas jelkibocsátással vagy passzív jelérzékeléssel.

A műholdas távérzékelés mutatja a legnagyobb változatosságot az észlelt elektromágneses hullámok típusában és a mérési metodikában is. A műholdas észlelési eljárások során az aktív jelkibocsátás és visszaverődés alapú technikákon túl a passzív, Nap által kibocsájtott sugárzás visszaverődésének észlelése, vagy a légköri elemek saját sugárzása révén is lehetséges a csapadékra utaló jelek észlelése, és ezzel mód nyílik a csapadék mennyiségének, egyes technikák alkalmazásával pedig akár a csapadék intenzitásának a becslésére is (VERŐNÉ WOJTASZEK 2010). A műholdról végzett radaros távérzékeléssel kapcsolatos észlelési problémák, csapadékbecslési eljárások értékelését többen is elvégezték (BARTHOLY, MÉSZÁROS 2013, JONES et al. 2013). A további műholdas csapadékbecslési eljárások, mérési programok igen szerteágazó módszereinek és eredményeinek összefoglalása, valamint a becslés pontossági kérdései ugyancsak számos munkában megtalálhatók (BARTHOLY, MÉSZÁROS 2013, KIDD et al. 2013).

Léteznek olyan technikák is, amelyek a csapadék becslésére a vezeték nélküli telekommunikációs hálózatokat igyekeznek felhasználni. A telekommunikációra felhasznált mikrohullámú jeleket a jelek útjába kerülő csapadékmezők gyengítik, mégpedig a csapadék intenzitásával arányosan. A mérési technika alkalmazását célzó vizsgálatok elsősorban olyan országokban kerültek előtérbe, amelyek csapadékmérőkkel és radarokkal kevésbé ellátottak, viszont a rádió távközlési hálózatok már kiépültek. Ezek az országok elsősorban a fejlődő világban találhatók, de kísérleteket természetesen folytatnak fejlett ipari országokban is. Az eredményekről 1977 óta találni beszámolókat, tehát még a mobiltelefonálás előtti rádiózás időszakából (ATLAS, ULBRICH 1977). A szakirodalomban megjelent beszámolók száma a mobiltelefon hálózatok kialakulásával különösen megnőtt, ezek közül a teljesség igénye nélkül pakisztáni (WAQAS et al. 2020) és uruguayi eredményekre (SAPRIZIA-AZURI 2019), vagy a Burkina Fasóban folytatott mérésekre (DOUMOUNIA et al. 2019) utalok. A csapadékbecslés jóságának értékelésére összehasonlító mérések folytak Hollandiában, kalibrált földi mérőműszerek bevonásával 2014 és 2016 között (LETH et al. 2018).

A csapadék felszíni becsapódásának akusztikus jelei is alkalmasak a csapadék észlelésére. Az első ilyen elven működő berendezést 1925-ben Németországban készítette Schindelhaum, (KURYTKA 1953). Mérésének alapja az volt, hogy csepp becsapódásakor kialakuló akusztikus jel függ az adott csepp tömegétől és sebességétől. Kalibrációt követően a csapadékcsepp átmérője meghatározható, és további feldolgozással az akusztikus jelekből csapadékintenzitás adat nyerhető. Lane és munkatársai 1997-ben mutattak be az akusztikus csapadékmérő egységet (Acoustic Rain Gauge Array, ARG) (LANE et al. 1997). Az akusztikus mérésekkel folytatott kísérletek ígéretesek a

csapadék minden lényeges jellemzőjének (intenzitás, cseppméret-eloszlás stb.) meghatározására vonatkozóan, különösképp a szokásos eljárásokhoz képest viszonylag alacsonyabb műszerköltések miatt. E téma egyik legújabb fejlesztési iránya egy Android alapú akusztikus mérőeszköz lehet (TRONO et al. 2012). A pontosságot illetően ugyanakkor számos kihívással kell még megküzdeni az akusztikus elven működő csapadékbecslés gyakorlati alkalmazhatóságáig. A tengerek felszínére hulló csapadék mérése a hagyományos eszközökkel komplikált feladat, de az akusztikus jelek ezen a területen is hasznosnak bizonyultak. A tenger felszínére hulló csapadék becsapódása során kialakuló akusztikus jelek elemzésének kifejlesztésével ért el eredményeket az 1980-as évektől Nystuen (NYSTUEN 1981, NYSTUEN 1986, NYSTUEN et al. 1993, NYSTUEN 1994).

A csapadék mérésére számos olyan jelenség felhasználása szóba kerülhet, amely a csapadékhullással együtt következik be. A konvektív zivatarkezelésből származó csapadékokat jellemzően villámtevékenység kíséri. A megfigyelések szerint a heves zivatarokban intenzívebb az elektromos tevékenység is. Az 1950-es évek végétől vizsgálják ezt az összefüggést, amely a heves csapadékkezelések során hulló eső mennyiségének becslésére lehet alkalmas. A becslés alapja az, hogy az elektromos töltés szétválasztásában a zivatarfelhőben a függőlegesen áramló levegő által mozgatott vízcseppeknek, jég- és hókristályoknak is szerepe van. Nagyobb mennyiségű esőcsepp jelentősebb feszültségkülönbséget vagy időben elhúzódó feszültség-felhalmozódást eredményez és a tapasztalat szerint ez a jelentősebb mennyiségű csepp és kristály nagyobb mennyiségű eső hullásával is jár. A villámok kisülésének körülményei ugyanakkor sok más tényezőtől is függenek, és így ez a becslési eljárás lényegesen bizonytalanabb szinte bármely közvetett csapadékmérési vagy becslési módszernél. Ezt mutatja például az is, hogy a villámtevékenység és a csapadékmennyiség korrelációja eltérő erősségű, és viharról viharra változik (SOULA, CHAUZY 2001), ugyanakkor a térbeli és időbeli korreláció a csapadékkadatokkal jó egyezést mutat. A villámstatistika (villámlások térbeli és időbeli statisztikája) és a csapadékmennyiség összefüggésével az Egyesült Államokban is foglalkoztak (TAPIA, SMITH 1998, PIEPGRASS, KRIEDER 1982). Több eltérő éghajlatú földrajzi egység villám-csapadék statisztikáit vizsgálta Petersen a havi átlagok elemzésével, és az Egyesült Államok középső részére stabil összefüggést talált (PETERSEN, RUTLEDGE 1998). Európában a ZEUS villám észlelő rendszer adatai alapján foglalkoztak a kérdéssel, 2010-ben Ciprusra vonatkozó adatokat közöltek egy rövidebb időszakra vonatkozó vizsgálat alapján (MICHAELIDES et al. 2010). Svájcban eljárást fejlesztettek a csapadékösszeg becslésére a villámtevékenység statisztikája alapján az 1989-2005 között gyűjtött adatok felhasználásával (GAÁL et al. 2014).

A fejezetben számos csapadékmérésre vagy becslésre vonatkozó eljárást mutattam be, és hamar megállapítható, hogy az áttekintett eljárások pontossága meglehetősen szóródik. A csapadék mérése számos hibával terhelt mind a legegyszerűbb, mind a legbonyolultabb mérési eljárások esetén. A hagyományos, napi leolvasású gyűjtőedényes csapadékmérés összes hibája 5-30% is lehet hosszabb idő átlagában (SEVRUK 1982), ez a kérdés a jelen dolgozat későbbi részében külön részletezésre kerül. A radar technológia is számos hibával terhelt, a kibocsájtott és visszavert radarjelek gyengülése, a visszaverődést okozó csapadékmezők árnyékolása, a hamis visszaverődést okozó légköri jelenségek, és egyéb körülmények miatt (HADVÁRI et al. 2014, SEO et al. 2013). A műholdas csapadékbecslés ugyancsak számos hibával terhelt egyelőre, mind a felbontás, mind a mérhető jelek és a csapadék valamely paramétere közötti bizonytalan, vagy kevéssé biztos korreláció miatt, továbbá a begyűjthető képek (mérések) gyakorisága is határt szab jelenleg a pontosabb becslésnek; leginkább területi és időbeni átlagok előállítására van jelenleg lehetőség (MAZZOGLIO et al. 2019).

Az ismertett csapadékmérési, illetve becslési eljárások alkalmasak, vagy továbbfejlesztésüket követően alkalmasak lehetnek arra, hogy a csapadék és csapadékkintenzitás mérésében is felhasználásra kerüljenek. A bemutatott csapadékmérési eljárások könnyebb áttekinthetősége érdekében, azok főbb paraméterei, valamint a pontossági képességeik alapján, és a felhasználási területük szerint egy osztályozást készítettem, amelyet az eredmények között mutatok be, a 4.1. fejezetben. Az osztályozási szempontok eligazodást nyújtanak a mérési eljárások paraméterei, lényegi technikai háttere és elvárható pontosságának nagyságrendje tekintetében. A pontbeli méréshez képest kisebb pontossági kategóriába eső becslési eljárások bizonyos előnyei – ezek elsősorban a csapadékmezőre vonatkozó adatok – a pontbeli mérésekkel kialakítható szinergiájuk révén lényeges többletinformációt adhatnak. Erre jó példa a földi radaros csapadékmérés és a közvetlen mérőhálózat adatainak együttes értékelése, azaz a technológiák kombinálásával létrehozott multiszenzoros mérés. Ennek révén a pontosabb közvetlen mérési eljárások a közvetett mérések kalibrálását is szolgálják és a csapadékmező adatainak becslése is javítható.

2.2. A KÖZVETLEN CSAPADÉKMÉRÉS ÉS CSAPADÉKKINTENZITÁS MÉRÉS

2.2.1. A KÖZVETLEN CSAPADÉKMÉRÉS PONTOSSÁGI KÉRDÉSEI

Mint hogy a dolgozatom a történeti és jelenkori csapadékméréssel, ezek közül is kifejezetten a napon belüli csapadékok rögzítésére alkalmas csapadékmérőkkel és automata csapadékmérőkkel foglalkozik, a továbbiakban ezek pontossági kérdéseivel összefüggő irodalom kerül bemutatásra. Ennek során nem kerülhet meg a hagyományos csapadékmérők pontosságának kérdése sem, mint hogy az ombrográfok esetében is a gyújtós kialakítású mérőkhöz hasonló, vagy épp azonos hibajelenségek figyelhetők meg.

A csapadékmérés pontossága a mérések korai időszakától kezdődően fontos kérdés volt, vizsgálatuk és tökéletesítésük a jelen korban is feladat. A mérő benedvesítésére fordított, és nem mért csapadék, valamint a mérésre összegyűjtött csapadék párolgását, valamint a szél mérésre gyakorolt hatását az 1600-as évek utolsó negyede óta vizsgálják (SEVRUK 1982). Az első dokumentált vizsgálatot Mariott hajtotta végre 1686-ban, Franciaországban (SEVRUK 1982). Garnett mérte ki először a mérők benedvesítése révén a mérésből kimaradó csapadék miatti veszteséget 1794-ben (SEVRUK 1982).

A csapadékösszegek különböző terepszint feletti magasságban észlelhető eltérését a kertben, háztetőn, illetve toronyban mért adatok alapján Heberdeen írta le 1769-ben (STRANGWAY 2010). 1861-ben Jevons figyelte meg a csapadékmérést befolyásoló legjelentősebb, a szél által okozott veszteséget, és a hiba okára magyarázatot is adott (JEVONS 1861, STRANGWAY 2010, SEVRUK 1982). A csapadékmérések pontatlanságait és ezek kiküszöbölését kutatta Symons, aki mindemellett a különféle mérők összehasonlításával is elsőként foglalkozott (KURYTKA 1953; STRANGWAY 2010, SEVRUK 1982; VUERICH et al. 2009). Ward és Griffith a mérők optimális elhelyezését, valamint a mérő legalkalmasabb átmérőjét vizsgálta a XIX. század második felében (STRANGWAY 2010).

A mérési pontosságot leginkább a szél befolyásolja. Hatásának csökkentésére a XIX. század utolsó negyedétől készültek megoldások, így Nipher szélterelője 1878-ban (KURYTKA 1953), amelynek továbbfejlesztett megoldásai a mai napig sok berendezésnél használatban is vannak. Az 1880-1890 években Abbe és Bornstein mutatta ki a csapadék cseppeloszlásának jelentőségét szél okozta mérési hibák vonatkozásában (KURYTKA 1953); ennek során bizonyítottá vált, hogy a csapadékcseppek méretétől függően a szél miatti torzítás eltérő mértékű lehet a csapadékmérési adatokban.

1931-ben Koschmieder végzett összehasonlítást egy gödörben elhelyezett, így a szél hatásának ki nem tett, és a széltől a földfelszín síkjában – a mérő gyűjtőedényének peremével azonos magasságban felszerelt – szélterelő ráccsal védett, valamint a szokásos módon felszerelt Hellmann-féle mérő mérési eredményeinek összehasonlításával (KOSCHMIEDER 1934), kimutatva ezáltal a szél okozta hiba nagyságrendjét. 1937-ben Mercanton és munkatársai – egyéb faktorok mellett – vizsgálták a szél csapadékmérésre gyakorolt hatását, keresve a csapadékmérő aerodinamikai szempontból semleges formáját, ahol a szél okozta hiba minimalizálható. A vizsgálathoz szélcsatornás mérésekre is sor került (MERCANTON 1937).

Az 1980-as években Allerup és Madsen vizsgálta a Hellmann-féle hagyományos csapadékmérő veszteségeit, így a szél hatását is (ALLERUP, MADSEN 1980). Az eredményeik alapján ugyanők statisztikai alapú javító eljárást dolgoztak ki a napi csapadékösszegre, valamint korrekciós megoldást adtak a szél hatásának figyelembevételére is. További kísérletük során három különböző helyen, további mérők vizsgálatát és összehasonlítását végezték el; az összehasonlító mérési kampány alapján a korábbi eredményeiket többféle hagyományos mérő vizsgálatával egészítették ki (ALLERUP, MADSEN 1986).

A WMO az 1950-es évektől négy kampányt szervezett a csapadékkal kapcsolatos mérési bizonytalanságok és az eredmények összehasonlíthatóságának javítása érdekében. Az első kampány során a különböző országok meteorológiai szolgálatainál használt legkülönbözőbb műszerek összemérhetőségét vizsgálták (1955-1975), a második alkalmával az egyes nemzeti szervezeteknél alkalmazott mérők gyűjtési paramétereinek különbségeit igyekeztek feltárni, valamint a csapadékgyűjtés hibáinak javítását szolgáló eljárásokat vizsgálták, illetve fejlesztették (1972-76). A harmadik kampány a hó mérésének szél okozta hibáival és azok korrekciójával foglalkozott (1986-1993). A csapadékintenzitás mérésének vizsgálatára irányuló negyedik kampány (2004-2008) a csapadékintenzitás mérésével kapcsolatos pontatlanságok feltárását, és a gyakorlatban elterjedt mérők összehasonlítását célozta (VUERICH et al. 2009). A kampányok kapcsán kiadott WMO jelentések közül a második a hagyományos csapadékmérés korrekciós eljárásait (azok elméletét és az egyes országokban alkalmazott formájukat, paraméterezését) foglalta össze (SEVRUK 1982), a mérés jellegéből fakadóan hosszú időszakokra vonatkozóan. A negyedik kampány végén tizenhét ajánlást fogalmaztak meg (VUERICH et al. 2009, LANZA et al 2006). Ezek zöme a gyártók felé megfogalmazott javaslat, a többi pedig a mérések elvégzésére, a kalibrálásra, valamint a nyert adatok minőségének vizsgálatára vonatkozó szabványok szükségességére vonatkozik. Magára a mérésre és a mért adatok értelmezésére az 1-2., 4., és a 18. ajánlás vonatkozik. Ezek szerint az egyperces mérési periódus alkalmazása kívánatos a rövididejű nagycsapadékok által okozott gyorsan kialakuló árvizek előre jelezhetősége és az árvízvédelmi intézkedések meghozatala érdekében. Az egyperces intervallumban mért adatokat hosszabb (pl. 1-3 órás időszakokra) csak a vonatkozó az összes egyperces adat feldolgozásával szabad értelmezni, tekintettel a csapadékintenzitás magas variabilitására. A mérések a valós idejű bejelzésekhez az egyperces adatok esetén is jól szinkronizálhatók akár eszközök között, akár valamely kijelölt referencia időponthoz. Bizonyos szoftveres korrekcióval támogatott berendezések esetén a szoftver paraméterezése kérdéses lehet, ez a felhasználáskor értelmezendő, az összehasonlító mérések során megmutatkozó alkalmazási problémák ennek fontosságára utaltak. A korrekció elvégzése leginkább a magas csapadékintenzitások tartományában lényeges.

A csapadékintenzitást mérő berendezések szisztematikus alulmérésére vonatkozó szakirodalom a 2.2.3. fejezetben kerül összefoglalásra.

2.2.2. A CSAPADÉKMÉRÉSI ELJÁRÁSOK SZÉL OKOZTA PONTATLANSÁGÁNAK KÉRDÉSE

A csapadékmérés legjelentősebb környezeti hibaforrása a szél, amelyre az előző fejezetben már számos általános jellegű szakirodalmi előzményt bemutatam, utalva elsősorban Jevons felismerésére és eredményeire (JEVONS 1861). A téma fontossága és különlegessége és összetettsége indokolja, hogy az általános pontossági kérdéseken kívül e dolgozatban külön fejezetben kerüljön bemutatásra a vonatkozó szakirodalom.

A szél hatásának kiküszöbölését célzó eljárások fejlődése két irányban indult el.

Az egyik megközelítés a mérés során próbálja a szél hatását kiküszöbölni például árnyékoló megoldások fejlesztésével vagy áramlástani szempontból semleges alak megtalálásával. E folyamat egyik eredménye a szélhatást csökkentő, vagy kiküszöbölő árnyékolók kifejlesztése, amelyre már az 1800-as évek végétől sor került. Ilyen továbbá a gödörben (aknában) kialakított, szélterelő ráccsal védett mérőhely, amely a szélhatástól (és a fröccsenő víz hatásától is) mentes, így referencia mérésekre alkalmazható az egyes mérők kalibrálása során. Az áramlástani szempontból semleges alakú berendezések kérdése a XX. század közepétől került napirendre a szélcsatornás kísérletekkel és a numerikus módszerek alkalmazásával; néhány aerodinamikai szempontból semleges alakú mérőtípust már forgalmaznak is.

Az árnyékolás alkalmazására nem mindig kerül sor, és ezekben az esetekben a kutatások a szélhatás számítás alapú utólagos korrekciójára irányultak. Az utólagos korrekciók első nagy csoportjába az egy napnál általában lényegesen hosszabb időszakokra vonatkozó adatok statisztikai alapú és tapasztalati képletekre hagyatkozó javításai tartoznak, míg a második nagy csoportba az aerodinamikai kutatáson, így szélcsatornás fizikai modellezésen vagy numerikus szimuláción alapuló javítási eljárások kerülnek. Ez utóbbiak természetesen feltételezik a csapadékméréssel azonos időben és helyen észlelt részletes széladatok rendelkezésre állását. Ezek a megoldások egyelőre inkább kutatási fázisban vannak. (Ahogy eddig is, ebben az esetben is csak a folyékony hulló csapadéokra vonatkozó források kerülnek bemutatásra; a szilárd csapadék méréséhez kapcsolódó problémák a folyékony csapadékok esetében tapasztaltaktól számottevően eltérnek.)

A hosszabb időtávlatú, statisztikai jellegű javításokkal több munka is foglalkozott, amelyek ötvözték a XIX. századi és XX. század első kétharmadában feltárt összefüggéseket (KURYTKA 1953, HABIB et al. 2013, SEVRUK 1982, WAGNER 2009). Tekintettel arra, hogy a jelen munka célkitűzése az egy napon belüli csapadékadatok és különösen a csapadékintenzitás adatok vizsgálatára irányul, a hosszú időtávra vonatkozó eljárások nem kerülnek további ismertetésre.

Az egy napon belüli mérések pontosságának javításához elengedhetetlen kísérletek és numerikus modellezés a XX. század 30-as éveitől indult meg. Az első szakirodalmi adat szélcsatornás vizsgálatok elvégzésére a már említett Mercantontól származik, 1937-ből (MERCANTON 1937). Ezt követően az 1950-es, 1960-as években szélcsatornás kísérleteket folytatott Warnick (WARNICK 1953), Serra (SERRA 1958), Robinson és Rodda (ROBINSON, RODDA 1969), majd Green és Helliwell (GREEN, HELLIWELL 1972, HELLIWELL, GREEN 1974).

Eredményeik alapján Folland készített két leegyszerűsített matematikai modellt (FOLLAND 1988) a szél okozta alulmérés modellezésére, amelyhez ellenőrzésként Allerup és Madsen szélhatás-korrekciós eredményeit használta fel. Nešpor és Sevruk az aerodinamikai hatás révén kialakuló alulmérést vizsgálta numerikus 3D modellezéssel (NEŠPOR, SEVRUK 1999). Munkájuk nyomán Habib, Krajewsky, Nešpor és Kruger (HABIB et al., 1999) korrekciós eljárást fejlesztett néhány mérőtípusra, amelyek veszteségeit eltérő időbeni felbontás esetére vizsgálták. A csapadékmérők körüli áramlási viszonyok modellezésének további fejlődését jelentette a

Reynolds-átlagolt Navier-Stokes (RANS) összefüggés, valamint a nagy örvényes szimulációs modell (Large Eddy Simulation, LES) alkalmazása, amelyek eredményeit Constantinescu és szerzőtársai közzétették (CONSTANTINESCU et al. 2007). További 3D numerikus modellek készültek részben a szélhatást csökkentő berendezések vizsgálatára (COLLI 2016a, COLLI, LANZA 2016b), valamint az aerodinamikai szempontból semleges alakú csapadékmérők kialakítására (COLLI et al. 2018). Pollock és társai az eltérő széljárású skót felföldi és alföldi területeken vizsgáltak semleges alakú mérőket (POLLOCK et al. 2018). Cateruccio és Lanza az esőcseppek mozgását a Lagrange-féle részecskemozgatási modell alkalmazásával és újra paraméterezésével vizsgálta egy hengeres alakú csapadékmérő esetén (CATERUCCIO, LANZA 2020, CATERUCCIO et al. 2021). Cateruccio és munkatársai numerikus modellezéssel és szélcsatornában folytatott méréssel vizsgálták az EML Kalyx semleges alakú csapadékmérőt, kifejezetten a szabad áramlás turbulenciájának hatására fókuszálva; megállapításuk szerint ennek figyelembevétele elengedhetetlen a pontos numerikus modellezésben (CATERUCCIO et al. 2020). A modellezés szükségszerűen egy bizonyos mérőtípusra vagy szélhatást csökkentő berendezésre vonatkoztak, mivel minden, vagy majdnem minden berendezés eltérő alakú, méretű, és emiatt a szélben egymáshoz hasonló, de mégis egyedi sebességmező deformációt okoznak. Ez az egyediség azt is jelenti, hogy a nem vizsgált berendezésekhez nem áll rendelkezésre korrekciós eljárás. A jelenkor vizsgálatai például „megfeledeztek” a csapadékirókról, amelyek a XX. század csapadékinzintás adatainak jelentős részét, sokáig kizárólagosan szolgáltatták.

A legmodernebb eszközök numerikus modell révén történő vizsgálatára is van már példa, Chinchella és társai az árnyékolás nélkül felszerelt Thies LPM lézeres csapadékmérő berendezés mérési pontosságát vizsgálták háromdimenziós numerikus áramlástanban (CHINCHELLA et al. 2021). A vizsgálat során azt találták, hogy a mérés pontosságát befolyásoló legfontosabb tényező a szélirány, amely a mérő aszimmetriájának természetes következménye. Az eredmények szerint itt is a könnyű eső és nagy szélesebesség együttese mellett következik be a legnagyobb torzítás. A gyártó egyébként Nipher árnyékolóhoz hasonló megoldást kínál a szél miatti pontatlanság csökkentésére (THIES CLIMA, évszám nélkül).

A szél hatásának kompenzálására akkor van lehetőség, ha rendelkezésre állnak a nagy időbeni részletezettségű csapadékmérés és a csapadékinzintás mérése mellett az egyedi mérőműszerek aerodinamikai vizsgálatával előállítható kompenzációs összefüggések, és természetesen a csapadékméréssel egyidejűleg, a mérő elhelyezésével azonos magasságban mért részletes szélesebesség adatok is. Jelenleg rendszerint hiányoznak azok az egyszerűen használható egyenletek, összefüggések, amelyek a gyakorlatban könnyen alkalmazhatók lennének a mérők körüli légáramlás okozta hiba becslésére. Egy műszerre ad megoldást Cateruccio és Lanza (CATERUCCIO, LANZA 2020).

Lehetőség nyílna ugyanakkor a szél okozta hiba becslésére a meglévő adatok alapján is bizonyos statisztikai megfontolások alapján. Az ilyen kompenzálás a szélesebességek és csapadékinzintások együttes előfordulásának valószínűség alapú elemzésén alapulhatna, felhasználva az aerodinamikai eredményeket. Ez a kompenzáció tehát elképzelhető, de a szélesebesség és a csapadékinzintás variabilitása és főleg a kevésbé feltárt együttjárása miatt várhatóan nehezen lesz megvalósítható.

2.2.3. A BILLENŐKANALAS CSAPADÉKMÉRŐK (TBG) PONTOSSÁGA

A TBG eszközöket a modern kori csapadékmérés kezdetei (kb.1600) óta kedvelték a műszerfejlesztők, és a legkülönbözőbb elrendezésben igyekeztek kompaktabb és pontosabb eszközöket létrehozni (KURYTKA 1953). Virágkorukat a XX. század vége hozta el a digitális jeladásra való alkalmasságuk miatt, és az adatrögzítés fejlődésének köszönhetően. A TBG

eszközök pontossági kérdéseit az elterjedésükkel párhuzamosan a XX. század utolsó harmadában többen is vizsgálták (MARSALEK 1981, ADAMI, DA DEPO 1985, NIEMCZYNOWICZ 1986, FRANKHAUSER 1997). A TBG műszereknek két igen jelentős mérési hibája van. Az egyik az előző fejezetben bemutatott, a hagyományos csapadékmérők esetén is előálló, a szél hatására bekövetkező mérési hiba. A másik hiba a mérési metódusból következő szisztematikus hiba. Már a korai vizsgálatok megállapítása szerint is jelentős alulmérés tapasztalható a nagy intenzitású csapadékok esetén, amely főleg a billenőkanál átfordulásakor a mérés átmeneti szünetelése, valamint a kanálba érkező víz kifröccsenése miatt alakul ki. A korrekcióra leginkább hatványfüggvényt alkalmaznak. A hatványfüggvény a magas intenzitás esetén jó korrekciót nyújt, az alacsony intenzitások esetén kismértékű felülmérést mutat a függvény illesztésének következményeként (MARSALEK 1981, LANZA et al. 2006). A továbbiakban a TBG mérők szisztematikus hibái alatt elsősorban az e bekezdésben említett pontatlanságokat értem.

Az egyperces mérések javítására számos vizsgálat folyt, és a műszertípusok eltérő jellege miatt ez egyedi vizsgálatot igényel minden gyártmány esetében. Luyckx és Berlamont (LUYCKX, BERLAMONT 2001) a műszerek korrekciójának lehetőségét hatféle készülék esetében vizsgálta, és egy új módszert javasoltak a mért csapadékadatok korrigálására, anélkül, hogy részletes kalibrációs tesztet kellene elvégezni. A WMO negyedik, a csapadékintenzitás mérésének pontossági kérdéseivel foglalkozó kampánya során többféle TBG berendezés vizsgálatára került sor néhány súlymérés és egy szintmérés elven működő csapadékintenzitás mérésre alkalmas eszköz, valamint cseppspektrum mérők mellett (VUERICH et al. 2009). A berendezéseken laboratóriumi körülmények között végeztek ellenőrző méréseket, újra megállapítva a kalibrációs paramétereiket, majd a berendezések közvetlen összehasonlításához természetes mérési körülmények között lefolytatott összehasonlító mérésre került sor, egy hosszabb mérési időszakban. A terepi mérés alapvető célja a szél által befolyásolt alulmérés vizsgálata volt. A terepi mérést, illetve összehasonlítást egy szélvédett aknában elhelyezett referencia mérő mérési adataival végezték, akárcsak Koschmeider tette az 1934-es kísérlete során. Vuerich és munkatársai a laboratóriumi és terepi mérések során az egyes elterjedten használt műszerekhez korrekciós egyenleteket állítottak fel (VUERICH et al. 2009).

Pollock és társai (POLLOCK et al. 2018) szintén összehasonlító terepi méréseket végeztek az Egyesült Királyságban 2015-2016-ban, két aerodinamikus alakú és egy hagyományos TBG csapadékmérővel, mindkét helyen szélvédett aknában elhelyezett csapadékmérőt használva referenciaként. A kísérletük célja az volt, hogy egyrészt kimutassák az eltérő szélviszonyokkal jellemezhető helyeken elhelyezett csapadékmérők adatai között, a szél miatt kialakuló különbséget, másrészt a mérők terepszint feletti helyzetéből fakadó eltéréseket is kimérjék. A vizsgálat igazolta a szél hatásának jelentőségét. A szelesebb helyszínen (Skót Felföld) felszín feletti 0,5 m-es műszerperem szinttel elhelyezett hagyományos, hengeres berendezések esetében átlagosan 23%, míg a kevésbé szeles helyszínen (Skót Alföld) 9,4% alulmérést tapasztaltak; ez az alulmérés az aerodinamikus alakú mérőkkel rendre 11,2% és 3,4% volt. A szelesebb felföldi helyszínen eltérő magasságban (0,5 m és 1,5 m peremmagasság) kihelyezett aerodinamikus alakú mérők esetében a magasabbra szerelt mérőn az alulmérés 17,5% volt, szemben az említett 11,2%-kal. Pollock és társainak megállapítása, illetve javaslata az, hogy a mérések során előnyben kell részesíteni az aerodinamikus alakú mérőket, mert a szél okozta hiba csökkentésének ez a legegyszerűbb módja.

A csapadékintenzitás mérése során a hibák két csoportját különböztette meg Lanza, így a gyűjtés hibáját, amely a mérés első fázisában, a csapadékvíz mérése előtt (a gyűjtéskor) befolyásolja az eredményt, valamint a számolási hibát, amely az összegyűjtés után, a mérés folyamatában keletkezik (LANZA, STAGI 2008). A gyűjtési hiba nagymértékben függ a természeti környezet hatásaitól, míg a számlálási hiba a műszer mérési metodikájának és szerkezeti kialakításának a

következménye. Az árnyékolatlan TBG eszközök esetében, hasonlóan a hagyományos mérőkhöz, a legnagyobb gyűjtési hibát a szél okozza, amelynek csökkentése az eddig leírt megoldásokkal biztosítható lehet (Nipher pajzs stb.).

A szél okozta gyűjtési hibával szemben számolási hiba jól kezelhető a laboratóriumi kalibrációs mérések révén. A kalibráció eredményeképp korrekciós képleteket lehet meghatározni. A WMO negyedik kampányában a korrekciós képletet hatványfüggvényként adták meg (VUERICH et al. 2009). Egyes korszerűbb TBG műszereket már olyan kiegészítő elektronikával látnak el, amely a csapadékkintenzitás függvényében a szisztematikus számítási hibát automatikusan kijavítja, így a mérés során keletkező adatok lényegesen egyszerűbben használhatók az adatfeldolgozás során. Más műszerekhez szoftveres javítóalgoritmust bocsátanak a gyártók a felhasználók rendelkezésére, amely az adatfeldolgozás kiegészítő lépéseként támogatja az adatkorrekció folyamatát.

A TBG műszerekkel mért csapadékadatokkal kapcsolatban egy járulékos probléma is felmerül. A mérések első időszakában, leginkább a XX. század utolsó harmadában a mérési adatok rögzítési és továbbítási nehézségei miatt csak hosszabb mintázási periódus (több perces mérési intervallum) mérési adatai kerültek rögzítésre, így, noha a csapadékmérés folyamatos volt, az adatokat csak hosszabb időszakra, jellemzően 10 perces vagy hosszabb mintázási ciklusban rögzítették. Ilyen hosszabb mérési periódushoz vezet az is, hogy bár a mérők perces adatokat mérnek, de azokat pl. csak 10 perces összegben adják meg (VUERICH et al. 2009). A hosszabb mérési (mintázási) periódus esetében, amennyiben nem történik korrekció, magától értetődik, hogy a hosszabb időtávlatban mért csapadékösszeg megegyezik a például percenként mért csapadékösszegek összegével. Amennyiben viszont utólag kerül sor a korrekcióra egy nemlineáris összefüggéssel, ez az egyenlőség már nem mindig áll fenn. A kérdésről a jelen munka elkészítése során folytattam vizsgálatot, amelynek eredményét a 4.2. fejezetben mutatom be.

2.2.4. AZ SZINTMÉRÉSES (FRG) CSAPADÉKÍRÓK PONTOSSÁGA

Az úszós csapadékiró berendezések (Floating Rainfall Gauge - FRG) a billenőkanalas TBG berendezésekkel együtt, a legrégebb csapadékkintenzitás mérésre alkalmas eszközök, amelyek már modern kori mérések lelegején megjelentek a gyakorlatban (KURYTKA 1953). Az FRG mérők alapvető elve az, hogy a mérőben a begyűjtött csapadékvíz térfogata a csapadékesemény során növekszik, és ez a térfogatváltozás vonalmenti mozgássá változtatható. A vonalmenti mozgás révén, a műszer geometriája alapján, a csapadékösszeg közvetlenül észlelhető, és egy toll segítségével grafikusán rögzíthető. Amennyiben a papír állandó sebességgel mozog, a kirajzolt vonal a csapadék mennyiségét és annak időbeli változását is rögzíti. A folyamatos csapadékmérésnek határt szab az egyenletes sebességgel mozgatott regisztrációs szalag vagy lap szélessége, illetve hossza. Az FRG berendezéseknek három típusa különíthető el attól függően, hogy a regisztrálás e határfeltételét milyen módon kezelték (KURYTKA 1953).

A behatárolt adatrögzítésű készülékek addig tudnak mérni, amíg a papír széléig el nem ér a csapadék szintjét regisztráló toll, függetlenül attól, hogy milyen hosszú regisztrációs papír áll rendelkezésre. (A szalag hossza ugyancsak határt szab a mérésnek, viszont tudható, hogy milyen hosszú időszakban képes a mérő adatokat rögzíteni és a szalag ennek megfelelően cserélhető.) Az adatrögzítés során tehát előfordulhat az, hogy a mérés során a papír szélességén nem ábrázolható mennyiségű csapadék rögzítésére lenne igény, de arra már nem kerülhet sor, mivel a toll a papír szélén túlfutna, és emiatt az adatrögzítés befejeződne. A mérés újrakezdéséhez beavatkozás szükséges. E probléma automatikus kezelésére találták ki azokat a műszaki megoldásokat, amelyek nagyobb mennyiségű csapadék mérésére voltak képesek nagy felbontás mellett, úgy, hogy a regisztrációs szalag szélessége már ne jelentse a mérés korlátját.

Az egyik ilyen megoldás a folyamatos üzemű mérő volt. A folyamatos üzemű mérő esetében a regisztráló toll a mérés felső határának megfelelő helyzetből egy mechanikai megoldás segítségével visszatér a kiindulási helyzetbe és a mérést a papír hosszának kimerüléséig képes folytatni. Ebben az esetben a mérővel ellátott tartály igen nagy térfogatot képes befogadni.

Egy másik út a mérőtartály leürítése a mérés közben. A közbenső leürítéssel működő berendezések esetében az úszó azért kerül a kiindulási helyzetbe, mert a tollat mozgató úszó alól leürül a csapadékvíz, és a mérés a null szintről kezdődik újra. Ebben a műszerkialakításban tehát alapértelmezésben nem marad meg a mért csapadékvíz, hanem valahová elfolyik, míg az első két változat totalizátor mérőként működik, azaz a mérőn átfolyó csapadékmennyiség összegyűjtésére is sor kerül, így hosszú idő csapadékösszege is mérhető. (A közbenső leürítéssel működő mérőkön átfolyó víz összegyűjtése is lehetséges természetesen, de ez nem szükségszerű része a mérésnek, szemben a másik két megoldással.) A közbenső leürítéssel működő berendezés tehát szakaszosan mér víztérfogatot. A leürítés legegyszerűbb módja a szifon alkalmazása, amely elektronika nélkül, megbízhatóan működik a megfelelő karbantartás mellett (SRW berendezések). A hazai gyakorlatban az utóbbi típusba tartozó, szifonos üritésű Hellmann-Fuess berendezés terjedt el a XIX. század végétől. Léteznek elektronikus szerkezettel (pl. szeleppel) üríthető berendezések is, de ezek a berendezések Magyarországon nem használatosak.

Az FRG mérőket is érinti a 2.2.2. fejezetben áttekintett, a szél hatása miatt kialakuló alulmérés. Természetesen számolni kell a hagyományos csapadékmérőknél jól ismert mérési pontatlanságokkal (SEVRUK 1982) e műszercsalád esetében is, de a pontatlanságok átfogó értékeléséről és javításáról a szakirodalomban adattal eddig nem találkoztam. Egyes kisebb jelentőségű mérési hibákra (például a mérő benedvesítése miatt méretlen víz, vagy az úszó megmozdításához szükséges, így méretlen vízmennyiség, stb.) megfontolásokat tettem és becslést készítettem, ezt az eredmények között a 4.3.1. fejezetben ismertetem.

Egyedül a számolási hibára emlékeztető, a műszer jellegéből fakadó alulmérésre találtam adatot, amely a mérőtartály leürítésével üzemelő berendezésekre, így az SRW mérőkre is jellemző. E berendezések pontosságát illetően hazánkban már az 1950-es években felmerültek aggályok (KALLÓS 1955). A tapasztalat szerint az intenzív csapadékesemények idején, a szifon működésekor, a szintörögztítés szünetelése miatt a csapadék alábecslése következik be. Az Országos Meteorológiai Szolgálat (továbbiakban: OMSZ) SRW készülékekkel kapcsolatos adatfeldolgozási és adatjavítási eljárásáról Szentés ad leírást (SZENTES 2018). Eszerint az SRW készülék mellett egy hagyományos napi leolvasású mérő is működött. Az SRW regisztráló szalagjáról az előre rögzített időtartamú időszakokra (5, 10, 20, 30, ... stb. perc) leszámolták a csapadékösszegeket, és ezekből számítottak átlagos intenzitásértékeket. Amennyiben a hagyományos csapadékmérő napi adatai eltértek az SRW berendezés összegzett napi adataitól, korrekciót alkalmaztak. A két mérő különbségét a 60 perces csapadékösszegekhez írták hozzá, így a hibát önkényesen az egyik időintervallumra osztották. Ezzel számszerűen „eltűnt” az SRW berendezés alulmérése, ugyanakkor a rövidebb heves időszakok intenzitásértéke nem lett kijavítva, noha a hiba leginkább ott következhetett be. A magyar vízügyi szolgálat kb. a 2000-es évekig kiterjedten alkalmazott az észlelőhálózatában SRW berendezéseket. Az e hálózaton gyűjtött adatok rögzítésének rendje az OMSZ gyakorlatától eltért. A csapadék elejét és végét egy 10 perces osztású adatlapon jelölték, az időszakban hullott csapadékmagasságot, valamint ezen túl a leghevesebb csapadékú időszak intenzitását és hosszát feljegyezték. A vízügyi szolgálatnál vezetett csapadék kartonok ezért, a 10 perces rögzített időszaktól elszakadva, az intenzív időszak „tényleges” hosszát és csapadékinenzitását tartalmazták. Észlelték az intenzív csapadék esetén kialakuló hibát, és annak észlelésével együtt a javítására is készült javaslat (KALLÓS 1955). Arra viszont nem találtam utalást, hogy ezt a korrekciót valóban alkalmazták-e.

A leírítéssel kapcsolatos probléma megoldására szabatos megoldást adott Luyckx és Berlamont, elméleti hidraulikai levezetéssel és laboratóriumi mérésekkel (LUYCKX, BERLAMONT 2002). Javaslatuk, hasonlóan Kallóséhoz, a regisztráló szalag adatainak javítására vonatkozik. Bemutatták az SRW berendezések e hibáját, amely hasonló nagyságrendbe esik, mint a TBG berendezéseké. Habár Luyckx és Berlamont eljárása egyszerű és hasznos eszköz az adatok kijavításához, az csak abban az esetben használható, ha a teljes regisztráló szalag rendelkezésre áll.

A mérés teljes folyamatát bemutató regisztráló szalag ugyanakkor nem áll mindig rendelkezésre. Sok esetben az adatokat korábban feldolgozták, meghatározva a legnagyobb intenzitások értékét valamely időintervallumra, és a továbbiakban csak ezeket a kivonatolt adatokat őrizték meg táblázatokra átvezetve, éves kartonokon. Az ilyen adatok tehát csak egyes részidőszakok legnagyobb csapadékmagasságára, (intenzitására) vonatkoznak. Az ilyen, már feldolgozott adatok javítására eljárást dolgoztam ki (RÁCZ 2021b), amelynek bemutatása az eredmények között, a 4.5. fejezetben található.

Léteznek törekvések arra, hogy az SRW berendezések adatait elektronikus úton rögzítsék, ezáltal a feldolgozásukat a TBG berendezésekhez hasonlóan egyszerűvé tegyék (LI et al. 2010).

A nyílt óceáni csapadékmérésekhez az 1990-es évek végén mérőbójára szerelt szifonos csapadékmérőket alkalmaztak, amelyek a csapadék mennyiségét egy olyan elektromos működtetésű mérőhengerben mérik, amelyben egy kapacitív szonda található. A mérőben a szonda és a mérő fala közötti elektromos kapacitást mérik, amely arányos a mérőben összegyűjtött víz szintjével. A mért adatokat kalibrációs egyenlet révén lehet csapadékmennyiséggé alakítani, amely természetesen automatikusan megtörténik a beépített elektronika révén, és az így előállított digitális adatok egyszerűen tárolhatók, majd továbbíthatók. A mérés tehát mozgó alkatrészek nélkül történik. A mérések pontossági kérdései természetesen itt is felmerültek, amint erről Serra és munkatársai számoltak be (SERRA et al. 2001). A legnagyobb hibák a szél hatása miatt és a szifon működése során keletkeztek, de kimérhető volt a párolgás miatti hiba, a tengervízből felfröccsenő víz miatti felülmérés, valamint az elektromos érzékelők miatti jel-fluktuáció, zaj is. Az elektromos érzékelők kapcsán előtérbe kerültek azok a környezeti hatások is, amelyek az elektromos jelátvitelre számottevő hatással lehetnek, így például a hőmérséklet. Minthogy a bója 10 perces adatokat szolgáltató szélmérővel volt ellátva, a szél csapadékmérésre gyakorolt hatását ki lehetett szűrni egy szakirodalmi és mérési adatokon alapuló algoritmus alkalmazásával. Ugyancsak kiszűrhető volt a széladatok alapján a tengervíz felfröccsenésének hatása az erre vonatkozó szakirodalom alapján alkalmazott szélesebségtől függő korrekció révén. Az idézett forrás nem tesz említést arról, hogy a hullámozás hatására a csapadékmérő gyűjtőfelülete folyamatos mozgásban van, így a csapadékhullásra merőleges gyűjtőfelület folytonosan és véletlenszerűen változhat. A forrás szerinti vizsgálat során a bójákat a trópusi vizeken telepítették, így itt nem fordulhatott elő hó és vegyes halmazállapotú csapadék mérésének kérdése, amely további műszaki-méréstechnikai problémákat vetne fel, mint például a fűtés biztosítása stb. A 10 perces észlelési (adatrögzítési) periódus további kérdéseket vet fel, amint az a következő fejezetben bemutatásra kerül.

2.3. A CSAPADÉKINTENZITÁS ADATOK FELDOLGOZÁSÁVAL KAPCSOLATOS PONTOSSÁGI KÉRDÉSEK

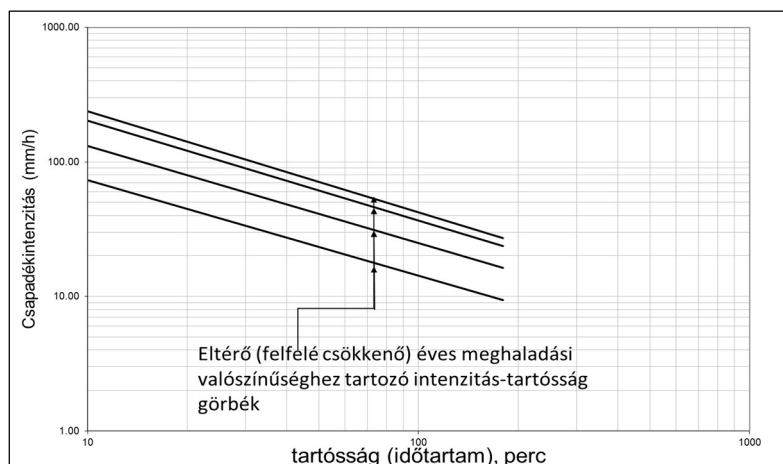
A csapadékintenzitás jelenségének pontos megismerése alapvetően függ az adatok beszerzési feldolgozási technikájától. Amint a csapadékintenzitás 2.1.1. fejezetben idézett WMO által megfogalmazott definíciójából következik, a csapadékintenzitás adatok igen rövid, jellemzően óra és perc közötti nagyságrendű adatokat takarnak. A csapadékintenzitás adatok tudományos

értékükön túl a műszaki gyakorlat számára fontosak, ahol számos, köztük nagyértékű infrastrukturális tervezési vagy kockázatelemzési feladat bemenő adatát képezik, s mint valószínűségi változók, előfordulási/meghaladási valószínűséggel értelmezhetők. Az intenzitásadatok rögzítésének megkezdésével együtt igen hamar kialakult és elterjedt az IDF (Intensity-Duration-Frequency, intenzitás-tartósság-gyakoriság) görbék alkalmazása.

A csapadékintenzitás mérése és az IDF görbe kialakulása összefügg a mérési technikával. A csapadékmérés technikai fejlődése (KURYTKA 1953) eredményeként az 1880-as évektől állt rendelkezésre nagyobb számban csapadékmérők által rögzített adat. A mérnöki tervezési feladatok megoldásához ezt megelőzően az egy nap alatt lehulló csapadékmennyiség figyelembevételével felvett tervezési értéket alkalmazták. Ezt használta Írorszában Mulvany a lefolyásszámítást forradalmasító racionális módszer 1851-es kifejlesztése során (in DOOGE 1974.; MULVANY 1851). A racionális módszer az előbbi eljáráshoz képest abban különbözik, amennyiben a mérnöki tervezési szempontból lényeges legnagyobb lefolyás meghatározását a felszínre hulló azon hosszúságú (mértékadó) csapadékra vezeti vissza, amelyek időtartama megegyezik a felszínen lefolyó csapadékvíz vizsgált tervezési szelvényig való eljutásának időtartamával. Ez az egyszerű megfontolás persze számos egyéb problémát felvet, amely a lefolyás hidrológiájának kérdéskörébe tartozik, amellyel a disszertációm nem foglalkozik. Ugyanakkor valamely t időtartamhoz tartozó legnagyobb, vagy egyéb méretezési megfontolás alapján figyelembe vett csapadékban felismerhető mind a csapadékintenzitás, mind pedig az IDF görbe fogalma.

Az IDF görbe megadja egy földrajzi területre jellemzően a hosszabb időszak során észlelt csapadékok alapján bármely t időtartamú, folyamatos időintervallumhoz azt a csapadékintenzitás értéket, amelynél nagyobb érték csak egy bizonyos meghatározott valószínűséggel (átlagos visszatérési idővel) fordulhat elő. Valószínűségelméleti megfontolások alapján ökölszabályként elfogadott az, hogy valamely n adatból álló minta alapján az $1/n$ meghaladási valószínűségű eseményre lehet információt szerezni, valamint a kvantilis becslések extrapolációját az n legfeljebb kétszeresére teszik (EL AUDUNI, OUARDA 2010), eszerint százéves visszatérési időhöz tartozó (1% valószínűséggel elérhető vagy meghaladható) csapadékintenzitás adat jó becsléséhez 100 év adata szükséges.

Az IDF görbe empirikus egyenletekkel leírható, illetve közelíthető, jellemzően hatványfüggvénnyel, de sokhelyütt ettől többé-kevésbé eltérő matematikai kifejezéseket is használnak, ezekre számos példát lehet például a szakirodalomban (például DURRANS 2010, NHAT et al. 2006). Az IDF görbék hatványfüggvény közelítésének bemutatását a 2. ábra tartalmazza.



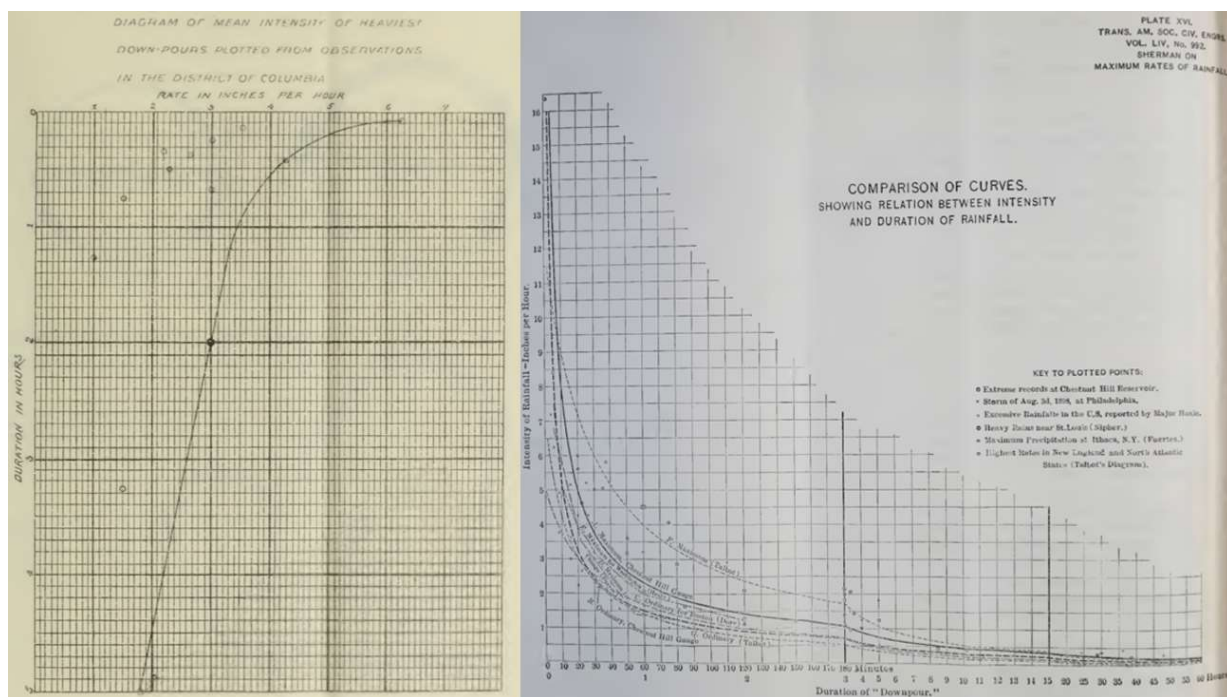
2. ábra: IDF görbe értelmezése. A log-log skálázású görbe egy adott éves meghaladási valószínűségi szint mellett valamely időtartamokhoz tartozó legnagyobb csapadékintenzitásokat mutatja.

A csapadékintenzitás adatok IDF függvényhez hasonló feldolgozására az első példákat az Egyesült Államokban Hoxie 1886-os, Sherman 1905-ös munkáiban találtam (3. ábra) (HOXIE 1886, SHERMAN 1905).

Hoxie 1886-ban Washington DC csatornázásáról írt összefoglalót, amelyben mind a csatornaméretezés helyben használt általános elveiről, mind pedig a csapadékterhelés figyelembevételének módjáról beszámol. Hoxie dolgozatában bemutatja a csapadékadatok tartósság (időtartam) és csapadékmennyiség szerinti grafikonját, amely azt mutatja, hogy ekkoriban már létezett a csapadékfüggvény, legalább grafikus formában. Az ábra több közeli – nyilván azonos csapadékosságúként feltételezett – terület mért csapadékadatain alapszik, így Pennsylvania államban Philadelphia és Norristown, valamint Washington város területén folytatott (rövid időszakot átölelő) méréseken.

Hoxie egy táblázatot is közöl a különféle csapadékok maximális értékeinek ábrázolására állomásonként, felsorolva itt számos helyszínt, valamint – mai szemmel nézve vitatható módon – azok kiegészítésére a Thomas Box által készített 1876-os londoni kiadású „Practical Hydraulics, a series of Rules and Tables for the use of Engineers” adatait Nagy-Britanniára. Előbbiek mellett bemutatta a Smithsonian Intézet és az Egyesült Államok Hajózási Obszervatóriumának meteorológiai méréseit (1871-1885), valamint számos egyéb mérés eredményét is. Ez utóbbiak 1832-től kezdődő, kisebb-nagyobb megszakítású mérési sorozatok, vagy egyedi nagycsapadéokra vonatkozó mérések voltak.

Sherman 1905-ben publikált „Maximum rate of rain” című szakkikkében található a csapadékmaximum függvény egyik első előfordulása. Érdekesség, hogy a képlet formáját tekintve a nálunk az utóbbi évtizedekben használatos függvényalakokkal egyezik.



3. ábra: Balra: Washington DC csapadékmaximum ábrája 1886-ból, Hoxie nyomán (Hoxie, 1886); jobbra: amerikai csapadékfüggvények (átlag és maximum) Sherman 1905-ös publikációjából (Sherman, 1905)

Az írás Boston város legnagyobb csapadékairól számol be, említést téve az előzményekről, így Talbot munkájáról, valamint Henry 1897-es, Washington városra, továbbá Dureya 1899-es Chicagóra vonatkozó maximum görbéről. Az IDF görbe alkalmazását az amerikai szakirodalom Talbot nevéhez köti, aki szélsőséges és kevésbé heves csapadékok tartósság-intenzitás ábráit

készítette el 1899-ben. Talbot két görbét ábrázolt, a nagyon ritka és a „szokásos” csapadékoknak megfelelően. Bár ezek nem a mai értelemben vett IDF görbék, mindenképp azok előfutárának tekinthetők (BURIAN et al. 1999, DURRANS 2010).

Európában az IDF görbékre vonatkozóan a Német Császárságból, Poroszországból az 1800-as évek legvégétől találhatunk adatot (RÉTHLY 1916). A porosz adatokra vezethető vissza egyébként a csapadékmaximum függvények első hazai ábrázolása, amelyet Réthly Antal adott közre a Vízügyi Közleményekben, 1916-ban (RÉTHLY 1916). Réthly tanulmányában arról számol be, hogy „*a porosz királyi meteorológiai intézetben immár 23 éve különös figyelemmel vannak a csapadék sűrűségének feldolgozására*”, tehát már az 1890-es években ezzel a kérdéssel foglalkoztak. A továbbiakban a módszerről is említést tesz, miszerint „*épen ezek a porosz adatok voltak az elsők, a melyekkel számszerű és biztos bizonyítékot nyertünk, hogy milyen is lehet a maximális, minimális és átlagos csapadéksűrűség. Itt nem egy bizonyos vidék adatai vannak felvéve, hanem az illető évben észlelt legnagyobb sűrűség, illetve a 23 év alatt előfordult legkisebb és legnagyobb sűrűségek csoportosítva*”. Az eljárás nagyban emlékeztet Talbot gondolatmenetére.

Európa más részein, így az Olasz Királyságban is foglalkoztak a csapadékintenzitás szerepével, meghatározásával. Németh Endre 1934-ban írott beszámolójában (NÉMETH 1934) részletesen ismerteti az olasz kutatók által is felismert, illetve használt összefüggést a csapadékok időtartama és az az alatt lehulló csapadékmagasság, lényegében az átlagos csapadékintenzitás között, és ezt matematikai formába is öntötték. Az így kapott összefüggést az olasz „*possibilità climatica*” elnevezés átfordításával *klimatikus valószínűségként* említi a továbbiakban. (A *possibilità* szó jelentése lehetőség, a *valószínűsége* fordítás zavaró voltára Szigyártó Zoltán hívta fel a figyelmet, és javasolta a „csapadékmaximum függvény” elnevezés bevezetését (SZIGYÁRTÓ 1961)). Az olasz eredmények tartalmazzák a rövidebb és hosszabb időszakokra vonatkozó eltérő paraméterezésű összefüggéseket, megemlítve azt is, hogy amennyiben nagyobb terület több mérőállomásának adataiból kiindulva végezték el a függvény előállítását, eltérő paramétereket kaptak eredményül. Németh Endre beszámolójának irodalomjegyzéke szerint Gaudenzio Fantoli már 1904-ben előállított hat óránál rövidebb nagycsapadékokra vonatkozó intenzitás képletet Milánó területére, amint Felice Poggi is hasonló képletet készített (eltérő paraméterekkel természetesen), de készült összefüggés Genova és Róma területére is. Németh cikke és szakmai tekintélye és az azt követő két évtizedben oktatói munkássága alapozta meg azt, hogy a magyarországi vízmérnöki gyakorlatban az IDF görbéket az olasz Vittorio Montanari vízmérnök után Montanari-függvényként is ismerik, nagy valószínűséggel érdemi alap nélkül (RÁCZ 2020a).

Az IDF görbék előállítása jellemzően nem nélkülözhetik a rövididejű nagycsapadékok intenzitásának mérését. Léteznek ugyanakkor eljárások, amelyek a csapadékoság skálafüggetlen jellegén, multifraktál tulajdonságán alapulnak, és hosszabb, akár egynapos csapadékösszegekből is levezetnek IDF görbéket elméleti megfontolás alapján (NHAT et al. 2006). E témakörrel disszertációmban csak említést teszek, mivel az adatjavításra irányuló kutatási célomon a multifraktál tulajdonsággal kapcsolatos elméletek és eljárások összetettsége messze túlmutat.

A korai időszakban és a XX. század első felében a csapadékmérés ismert problémáit elsősorban a megfelelő elhelyezéssel és a szél elleni védelemmel igyekeztek kiküszöbölni, ahol és amennyire ez lehetséges volt. Ugyanakkor, amint azt a korábbi fejezetekből látni lehet, minden törekvés ellenére kerülhettek hibás adatok az adatbázisokba. A leolvasási, adatrögzítési és leszámolási hibákat magába foglaló „durva hiba” kategórián túl az adatok esetleges inhomogenitása okozhat problémát. Az inhomogenitás elsősorban a megbízható valószínűségi modell előállítása során okoz gondot.

Egy modelleloszlás illeszthetőségének feltétele az, hogy az adatsor független, reprezentatív és homogén legyen.

A függetlenség a nagyobb időléptékű csapadékadatok esetében jellemzően teljesül. A néhány perces adatok esetén, amennyiben azok folyamatát vizsgáljuk, a korábbi csapadékadat mértéke a néhány perccel későbbi adattal korrelálhat. Ez abból is levezethető, hogy az egymás utáni egyperces csapadékösszegek nem random módon következnek be, köztük fizikai okokból következő sztochasztikus összefüggés áll fenn. Az éves maximum adatokra a függetlenség a csapadékadatok esetében bizonyosan teljesül.

A reprezentativitás alatt olyan minta kiválasztását értjük, amely bizonyosan reprezentálja a modellezni kívánt jelenséget.

Az inhomogenitást a mérésekre ható külső feltételek megváltozása okozza, így az nem a csapadékokkal összefüggő természetes folyamatok eredménye. Az ilyen hatásokat különösen a hosszabb, és éghajlatváltozást figyelembe veendő elemzések esetében ki kell szűrni, és az idősort homogenizálni kell. Az inhomogenitás megnyilvánulása bármelyik momentumra hathat, így például az adatok egyes részei esetében a középértékének szignifikáns megváltozását, trend jelenlétét okozhatják az adatsorban. Ez a kérdés önmagában is kérdést vet fel, ha a vizsgált jelenség pl. a nem stacionárius jellege miatt trendet vagy periódust tartalmaz, mivel a csapadékoságban, mint jelenségében számos időskálán megfigyelhető valamilyen periódus (napon belüli, évszakos, több éves). A mérés külső körülményeinek megváltozása a gyakorlatban a műszer cseréje, a műszer áttelepítése, vagy a csapadékmérést befolyásoló hatások időbeni változása (a mérő környezetnek beépülése, fák árnyékoló hatása stb.) lehet. Ezek kiszűrésére az adatfeldolgozás és statisztika fejlődésének korai időszakában nem volt lehetőség, de utóbb számos eljárás kidolgozására sor került.

Az SRW készülékek adatainak OMSZ-nál folytatott adatfeldolgozási gyakorlatáról Szentes adott leírást (SZENTES 2018), így a az adatok szubjektív javításáról is, amelyet a 2.2. fejezetben már idéztem. Az SRW berendezések esetében lényegi változást a meglévő regisztrációs szalagok digitalizálása hozhat; ez ugyanakkor nem helyettesíti a régebbi adatok kijavítását és újra feldolgozását, amely külön erőforrást igényelne. Ezen segíthet a szkennelés alapú digitalizálás, amely a régi csapadékiró szalagok újra feldolgozását biztosíthatná (SZENTES 2018).

A TBG berendezések esetén a billenőkanál billenéseinek számát rögzíti a berendezés, és ezt időközönként juttatja el az adatrögzítő egységhez, vagy akár egy távoli számítógéphez. Az elektromos adatrögzítés és adattárolás első időszakában mai szemmel meglehetősen ritkának tűnő 10-15 perces összegzett adatokat mentettek el a készülékek. A rövidebb mintázási intervallum a 2000-es évekkel vált mindennaposná, azóta a WMO által is javasolt 1 perces mintázás vált elterjedté. Erre mutat példát Szentes, ahol a példájában az automata TBG berendezés 1997-2009 között 10 perces, 2009-től 1 perces mintázással működött (SZENTES 2018). Arról, hogy ez a mintavételezés milyen eltérésekre vezet Szentes is megemlékezik munkájában, és ezzel kapcsolatban – részben erre a munkából kiindulva – a jelen doktori kutatás részeként publikáció készült (RÁCZ 2020b).

A csapadékadatok a természetben időben folytonos jelenséget reprezentálnak diszkrét adatok formájában. Ez a csapadékirókkal rögzített adatok esetén is igaz, mert ugyan folytonos észlelésre képesek a műszerek, a további feldolgozás során diszkrét adatok leolvasására kerül sor. Amennyiben az adatokat rendszeres mintázási időközökben gyűjtik a mérőkből (vagy így digitalizálják a csapadékiró szalagjáról), a mintavételezés megfelelősége matematikai alapon is vizsgálható. A témával kapcsolatos irodalom jellemzően a digitális jelfeldolgozással foglalkozik, ezért hazai szakirodalma elsősorban az elektromos mérés technika területéről származik (pl. HUBA LIPOVSZKY 2014, HALÁSZ, HUBA 2014, KOVÁCS 2014, FODOR 2014). A periodikus mintavételezés hidrológiai vonatkozásait doktori dolgozatában Szöllösi-Nagy vizsgálta (SZÖLLÖSI-NAGY 1977).

3. ANYAG ÉS MÓDSZER

3.1. A CSAPADÉKMÉRÉSI ELJÁRÁSOK OSZTÁLYOZÁSA

A csapadékmérési eljárások az elmúlt négy évszázadban jelentős fejlődésen mentek keresztül. E folyamaton belül az elmúlt évszázad során a csapadék becslésére alkalmas távérzékeléses eljárások fejlődése szembeötlő. Az eljárások néhány, a felhasználás szempontjából fontos tulajdonság szerinti csoportosítása a kinyerhető adatok pontosságára vonatkozó információk szerinti besorolásukkal kiegészítve az egyes eljárásokból származó adatok felhasználhatósági köréről szolgáltat információt. Az osztályozás módszertana a szakirodalomból beszerzett információk csoportosítása volt, amely révén az eredményt a 4.1. fejezetben fejtetem ki.

3.2. A BILLENŐKANALAS BERENDEZÉSEKKEL (TBG) MÉRT, HOSSZABB MÉRÉSI PERIÓDUSÚ CSAPADÉKADATOK PONTOSSÁGA

Amint a 2. fejezeten bemutatásra került, a TBG berendezésekkel rögzített egyperces mintázású csapadékadatok pontosabbá tétele érdekében a mérés technika sajátosságából következő szisztematikus hiba javítására eljárásokat fejlesztettek. A mérés során keletkező adatok javítására többen (pl. VUERICH et al. 2009) az alábbi hatványfüggvényt javasolták, a jelen dolgozatban ezt, illetve ennek használhatóságát vizsgálom hosszabb mérési időszakok esetében:

$$i_c = a \cdot i_r^b \quad (3.2.1)$$

ahol i_c – a csapadékintenzitás javított (corrected) értéke, avagy kalibrálás esetén a referenciaként elfogadott intenzitás (a korrigálás itt azt jelenti, hogy a nyers, mért adatokat a laboratóriumi kalibrálás során előállított egyenlettel javítom, számolom)

i_r – a mérőn mért adatokból javítás nélkül számolt „nyers” csapadékintenzitás

a, b , - a műszer kalibrációs paraméterei.

Ez a képlet a mérési alapidőközre vonatkozik, jellemzően egy percre. A régi adatsorok ugyanakkor hosszabb mérési periódusra vonatkoznak, általános formában n -szer hosszabbak, mint a mérési alapegység (így jellemzően n perc időtartamúak).

A csapadék intenzitása a $V = V(t)$, időben változó csapadéktérfogat függvény t idő szerinti első deriváltja, azaz

$$i(t) = \frac{dV(t)}{dt} \quad (3.2.2)$$

és a csapadéktérfogat az előbbi összefüggés t szerinti integrálásával T_1 és T_2 időpillanat között

$$V = \int_{T_1}^{T_2} i(t) dt. \quad (3.2.3)$$

A csapadéktérfogat mérése a TBG mérők esetében véges térfogategységekben történik, lényegében a mérés a véges térfogategységek (egész) számának meghatározását jelenti a mintázási periódus során, ez tehát a mérőkanál átbillenéseinek száma a mérési periódus alatt. A térfogat meghatározása azzal a feltételezéssel történik, hogy az egységtérfogat (az egy billenés alatt átfolyó víztérfogat) mérése pontos volt.

A t idő alatt átfolyó térfogat, amennyiben az a mérési alapidőköz n -szerese, n darab V_j résztérfogat összegeként értelmezhető, és miután a mérés véges számú, a V térfogat a (3.2.3) képlet integrálja helyett diszkrét alakban a következőképp írható:

$$V = \sum_{j=1}^n V_j = \sum_{j=1}^n \left(i_j \cdot \frac{t}{n} \right) = t \cdot \sum_{j=1}^n \frac{i_j}{n} \quad (3.2.4)$$

ahol $n - a$ $t = [T_1, T_2]$ időszak azonos hosszúságú mérési alapidőközeinek száma

i_j – a j -edik $\frac{t}{n}$ időtartamú részintervallum intenzitása.

A t időintervallum $i_{m,t}$ átlagos csapadékintenzitása kifejezhető a $\frac{t}{n}$ részintervallum intenzitásával a következőképp:

$$i_{m,t} = \sum_{j=1}^n \frac{i_j}{n} \quad (3.2.5)$$

Felhasználva a (3.2.4) és (3.2.5) kifejezéseket, a V térfogat az időszakra vonatkozó átlagintenzitással is felírható. A V térfogatot a t időszakra vonatkozó átlagintenzitással kifejezve arra az esetre kapunk összefüggést, amikor a mintázás ritkán történik; ebben az esetben a csapadéktérfogat

$$V = i_{m,t} \cdot t \quad (3.2.6)$$

Egy percnél hosszabb mérés esetén, amennyiben nem történik korrekció, a t időszak alatt hullott csapadéktérfogat nyilvánvalóan megegyezik a (3.2.4.) és a (3.2.6.) képlet alkalmazásával. Amennyiben viszont az adatok korrekciójára kerül sor az (3.2.1) képlet alkalmazásával, annak nem-linearitása miatt a (3.2.4) és (3.2.6) kifejezések eltérő térfogatot eredményeznek az esetek legnagyobb részében. A közvetlen alkalmazhatóság alapvetően a b paramétertől függ; amennyiben $b=1$, a javítófüggvény lineáris marad, ám ha attól eltér, a térfogategyenlőség nem áll elő. Ez a gyakorlatban azt jelenti, hogy a ritkább mérések esetén, amennyiben a műszer saját hibáját utólagosan korigálni szükséges, a (3.2.1.) képlet alkalmazása hosszabb t időszakra pontatlan eredményre vezet, hacsak valamilyen kiegészítő javítási eljárás alkalmazására nem kerül sor. A pontatlan eredmény kiegészítő javítására eljárást fejlesztettem ki, amely a 4.2. fejezetben kerül bemutatásra.

3.3. A SZIFONOS CSAPADÉKÍRÓ (SRW) BERENDEZÉSEK PONTOSSÁGÁT BEFOLYÁSOLÓ JELENSÉGEK

A hagyományos csapadékmérő berendezések pontossági kérdéseinek átfogó áttekintését Sevruk adta a WMO folyékony csapadékmérés pontossági kérdéseivel foglalkozó második kampánya során (Sevruk, 1982). E munkájában a csapadékmérők pontatlanságainak forrására, illetve azok korrekciójára egy általános képletet közöl. Az SRW csapadékíró berendezések számos tekintetben hasonlóságokat mutatnak a hagyományos (napi leolvasású, gyűjtős) csapadékmérőkhöz, és ezen az alapon a megfelelő méréshez szükséges korrekciók, a szerkezeti és működési különbségek figyelembevételével a Sevruk által javasolt képlet átalakításával elemezhetők.

A Sevruk-féle, a hagyományos csapadékmérőkre vonatkozó általános korrekciós képlet az alábbi:

$$P_k = kP_c = k(P_g + \Delta P_1 + \Delta P_2 + \Delta P_3 \pm \Delta P_4 - \Delta P_5) \pm \Delta P_7 \quad (3.3.1.)$$

ahol:

- P_k - a csapadékmagasság javított értéke,
- k - a szél miatti torzítás korrekciós tényezője,
- P_c - a mérőbe bekerült csapadékösszeg,
- P_g - a mérőben ténylegesen kimért csapadékösszeg,

- ΔP_1 - A műszer benedvesítésére fordított csapadék, amely nem jut le a gyűjtőhengerbe (2-10% a ΔP_2 -vel együtt),
- ΔP_2 - az a csapadékmennyiség, amely mérőhengerbe való áttöltés során a gyűjtőhengerben marad,
- ΔP_3 - a párolgás miatti veszteség, amely a mérőhengeres mérések között a gyűjtőedényből elpárolog (0-4%),
- ΔP_4 - a ki- illetve befroccsenés miatti pontatlanság (1-2%), amely tapasztalati alapon, a mérő elhelyezésének és típusának függvényében becsülhető,
- ΔP_5 - a szilárd csapadék (hó) szél általi kifúvása miatt méretlen csapadék,
- ΔP_r - véletlen észlelési és műszerhibák (pl. leolvasási hibák, mozgó alkatrészek felakadásából, fehér zajból stb. származó hibák).

A képlettel kapcsolatban, logikai megfontolás alapján a $\pm \Delta P_r$ mennyiséget a (3.3.1.) képlet jobb oldalán látható zárójeles kifejezésbe kell kellene érteni, hiszen a véletlen műszerhiba csak azt a mennyiséget érintheti, amely a mérőbe bekerült. Erre a képlet később módosított változatai esetében már sor is került (LANZA et al. 2006). A képlet módosított alakja a hó mérésére vonatkozó ΔP_5 tag nélkül, a (3.3.1.) képlet jelöléseit alkalmazva:

$$P_k = kP_c = k(P_g + \Delta P_1 + \Delta P_2 + \Delta P_3 \pm \Delta P_4 \pm \Delta P_r) = k(P_g + \sum_i P_i) \quad (3.3.2.)$$

Az SRW mérőkre a (3.3.2.) képletet átalakítottam a mérők sajátosságai és a csapadékintenzitás jellegzetességeinek megfelelően. A módosított képletet a 4.3.1. fejezetben mutatom be, az egyes ΔP értékek értelmezésével, illetve szükség szerinti új korrekciós tagok bevezetésével.

A szintmérési elven működő, szifonos leürítésű műszerek alkalmazása során keletkező hibák tekintetében a leglényegesebb elem a leürítés közben méretlenül maradó csapadék miatt tapasztalható alulmérés. Ennek számolására az egyedi leürítések esetére Luyckx és Berlamont szabatos eljárást adott (LUYCKX, BERLAMONT 2002), amely a regisztrációs szalagok birtokában, a leürítési időpontok ismeretében jó megoldást nyújt az adatok korrekciójára. Az általuk javasolt eljárás ugyanakkor nem segít az olyan esetekben, amikor az úszós mérő regisztrációs szalagja nem áll rendelkezésre. Ilyen eset például az, amikor a regisztrációs szalag alapján korábban a leolvasott csapadékmagasságból mérési adatsor készült, amely már nem tartalmazza a leürítés időpontját, így az előbb említett korrekció már nem végezhető el. Egy másik eset az, amikor egy-egy csapadékból csak egyes időintervallumok legnagyobb csapadékmagasságát jegyezték fel, és így a mérés közbeni leürítés időpontja ismeretlen. A korrekció végrehajtása természetesen ezekben az esetekben is lényeges, mert például az IDF görbék előállítására ezeken a csapadékadatokon nyugszik. A leírt módon feldolgozott SRW adatok javítására eljárást fejlesztettem, amelyet a dolgozat 4.3.3. fejezetében mutatok be.

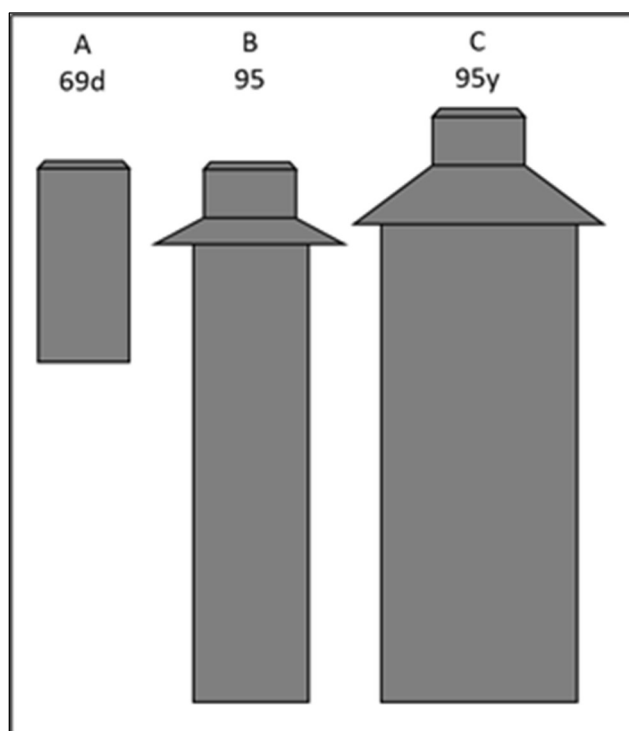
3.4. A HELLMANN RENDSZERŰ HAGYOMÁNYOS MÉRŐ ÉS SRW KÖRNYEZETÉBEN KIALAKULÓ SZÉLSEBESSÉG ELOSZLÁS VIZSGÁLATA

Amint azt a korábbi fejezetekben is bemutattam, a vonatkozó kutatások eredménye szerint a csapadékmérés legnagyobb hibáját a szél okozza (pl. SEVRUK 1982, HABIB et al. 1999). A szél jellemzően alulmérést eredményez, amely a szélsébség mértékének növekedésével nő. A lokális szélsébség vektor mind irányában, mind nagyságában megváltozik amikor a mérő testét megkerüli, és ez a mérő környezetében a csapadékeloszlás megváltozását is eredményezi. A csapadékcseppek egy része, amely amúgy a mérőbe hullott volna, a mérő gyűjtőfelületét elkerüli.

A témában folytatott kutatásokról a korábbi fejezetekben adtam összefoglalást. A vizsgálat során a Hellmann rendszerű mérőkre fókuszáltam, minthogy e műszercsalád alkalmazása volt jellemző a XX. század során a hazai mérések számottevő részében. A hagyományos Hellmann csapadékmérő veszteségeinek becslésére Habib és munkatársai által készített modell bemutatta a csapadékmérő környezetében kialakuló deformált szélesség mezőt és becslést ad az áthulló csapadék megváltozott eloszlására is, több egyéb készülék típussal együtt (HABIB et al. 1999). A kutatás nem terjedt ki a csapadékirókra.

A csapadékirók szél okozta veszteségeinek becslésére ugyanakkor szükség lenne, ezért elvégeztem egy kiválasztott csapadékiró áramlási modellezését. Habár a kutatásomhoz rendelkezésre álló eszközrendszer behatárolt volt (pl. az elérhető aerodinamikai szoftvercsomag tekintetében) a Hellmann SRW berendezés környezetében kialakuló deformált szélesség mező modellezésére mégis lehetőség nyílt. A kutatásom során a hagyományos és az SRW mérő 3D-s numerikus modelljét készítettem el, amely alapján a két műszer körüli sebességmezőt össze tudtam hasonlítani és legalább kvalitatív értelemben értékelni tudtam az eredményeket. A numerikus modell a SimFlow 4.0 szoftver felhasználásával készült. A mérő geometriai modelljét a FreeCAD 3D-s szabad felhasználású tervező szoftverrel készítettem. Az eredmény reprezentálásához a ParaView 5.8.0 programot használtam fel. A modellezéshez a geometriai méreteket a Hellmann-rendszerű berendezéseket mai napig gyártó cégek katalógusai alapján határoztam meg (THEODOR FRIEDRICHS ATELIER, DR. ALFRED MÜLLER MI KG).

A kutatási feltételekből fakadó megszorítások miatt az elkészített 3D-s áramlástanai modell demonstratív jelleggel mutatja be a Hellmann típusú hagyományos csapadékmérő (Hellmann mérő) és a két Hellmann rendszerű SRW műszer közül a kisebb (keskenyebb) körül kialakuló szélesség mezőt. Az említett mérők három fő típusát kontúrképpükkel, az elhelyezési magasságuknak megfelelően a 4. ábrán mutatom be, (a hagyományos mérő földfelszín feletti telepítésű, a két SRW csapadékiró a térszínen áll).



4. ábra: A Hellmann-rendszerű csapadékmérő és csapadékirók kontúr ábrái. „A” – 69d típusú hagyományos csapadékmérő; „B” – 95 típusú SRW berendezés; „C” – 95y típusú nagyobb méretű SRW berendezés (típusmegjelölés a Dr. Alfred Müller Atelier MI KG katalógus szerint)

A Hellmann mérők itt „A”-val jelölt első típusa a hagyományos berendezés, a „B” jelű egy keskenyebb alsó résszel kialakított SRW berendezés, míg a „C” jelű a robosztusabb megjelenésű SRW mérő. Ez utóbbiban hosszabb időszak adatainak rögzítésére is megfelelő mennyiségű regisztrációs szalag elhelyezhető. Mindhárom eszköz gyűjtőfelülete 200 cm^2 , a teljes szerkezeti magasságuk rendre 40, 100, 120 cm. Az alsó rész átmérője a két SRW mérő esetében 24 és 38 cm, a gyártmánykatalógusok adatai alapján (THEODOR FRIEDRICHS ATELIER [n.a.], DR. ALFRED MÜLLER MI KG [n.a.]). A vizsgálatba vont A típusú mérő referenciaként szolgált. A B és C típusú mérők közül azért választottam a B típusút, mert annak főbb geometriai méretei az A mérőhöz közelebb állnak, így az eltérések könnyebben megfigyelhetők.

A tanulmányomban az A és B típusú csapadékmérők körül kialakuló szélesebbesség mezők numerikus modellezését végeztem el. (A későbbiekben a szélesebbesség mezőkre röviden csak sebességmezőként hivatkozom.) Az eredmények tehát lehetőséget adnak arra, hogy tanulmányozható legyen az eltérő geometriai kialakítás miatt megfigyelhető különbség a sebességmezőben, amelyet elsősorban a szélesebb alsó rész, valamint a gallér okoz.

A számítás matematikai-numerikus alapjai

A csapadékmérő körüli légáramlás számításának fizikai alapja az általános transzport egyenlet fejezi ki:

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho \cdot \phi) + \nabla(\rho \cdot v \cdot \phi) = \nabla(\Gamma_\phi \cdot \nabla\phi) + S_\phi \quad (3.4.1.)$$

ahol

- ρ az áramló közeg sűrűsége,
- $\phi = \phi(x, y, z, t)$ helytől és időtől függő vektor, vagy skalár függvény, mely a közegre jellemző fizikai mennyiséget fejezhet ki, mint például a turbulens mozgási energia, vagy a sebesség egy komponense, vagy valamely anyagjellemző részarányának változása,
- v a sebesség,
- Γ_ϕ a ϕ -vel kifejezett mennyiség diffúziós együtthatója,
- S_ϕ a ϕ -vel kifejezett mennyiség forrás tagja (az adott ϕ mennyiség keletkezését, elnyelődését, vagy állandóságát fejezi ki a megfelelő paraméterezéssel),
- a $\nabla = \left(\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}, \frac{\partial}{\partial z} \right)$ pedig a nabla operátor.

A $(\rho \cdot v \cdot \phi)$ mennyiség a ϕ konvekciós, a $(\Gamma_\phi \cdot \nabla\phi)$ mennyiség pedig a ϕ diffúziós áramlását fejezi ki (Nešpor, 1995).

A vizsgált esetben, a csapadékmérő körüli légáramlásban az áramlás turbulens, azaz a sebesség véletlenszerű váltakozásokat mutat az átlagértéke körül. A sebesség azon részét, amely ezt a véletlen jelleget mutatja, determinisztikus úton nem lehet leírni, közelítésére számos modellt fejlesztettek. Az általam végzett számítás során a k- ϵ közelítésű RANS modellt (RANS: Reynolds-averaged Navier-Stokes equations – a Navier-Stokes egyenletek időátlagolt változókkal operáló megoldási eljárása) alkalmaztam a SIMFLOW4.0 rendelkezésre álló turbulencia modelljei közül. A k- ϵ eljárás során a μ_t turbulens dinamikai viszkozitást az alábbi képlettel közelítik:

$$\mu_t = C_\mu \cdot \rho \cdot \frac{k^2}{\epsilon} \quad (3.4.2.)$$

ahol a k a turbulens mozgás energiája, ϵ pedig azon hányada a turbulens mozgás energiának, amely a mozgás során elnyelődik (a disszipáció aránya), C_μ pedig arányosítási tényező. Erre a két

mennyiségre is felírható a (3.4.1.) egyenlet, ahol a ϕ mennyiség helyére történő behelyettesítéssel, így

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho \cdot k) + \nabla(\rho \cdot v \cdot k) = \nabla(\Gamma_k \cdot \nabla k) + S_k \quad (3.4.3.)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho \cdot \varepsilon) + \nabla(\rho \cdot v \cdot \varepsilon) = \nabla(\Gamma_\phi \cdot \nabla \varepsilon) + S_\varepsilon \quad (3.4.4.)$$

ahol a Γ_k és Γ_ϕ diffúziós együtthatók, értékük a turbulens dinamikai viszkozitás és a k illetve ε mennyiségekre számított (felvett) Prandtl-szám, amely az impulzus diffúzió és a termikus diffúzió hányadosa, anyagra jellemző számérték. A (3.4.3.) és (3.4.4.) S_k és S_ε tagjait az alábbi képletekkel közelítik:

$$S_k = \mu_t \cdot G - \rho \cdot \varepsilon \quad (3.4.5.)$$

$$S_\varepsilon = C_1 \cdot \frac{\varepsilon}{k} \cdot \mu_t \cdot G - C_2 \cdot \frac{\varepsilon^2}{k} \cdot \rho \quad (3.4.6.)$$

ahol a G mennyiség a sebességgradiensektől függ.

Az eredményeket a 4.4. fejezetben mutatom be.

3.5. A MINTAVÉTEL SŰRŰSÉGE ÉS A CSAPADÉKINTENZITÁS ADATOK REPREZENTATIVITÁSA

A csapadékindenzitás – a WMO javasolt definíciója szerint – a gyorsan alakuló hidrológiai jelenségek vizsgálatához szükséges, időegység alatt gyűjtött csapadékmennyiség, a hidrológiai jelenséghez illeszkedő idő nagyságrendben (VUERICH et al. 2009). A hidrológiai jelenségek fogalma alatt alapvetően az összegyülekezés és felszíni lefolyás, valamint a kisebb vízgyűjtőkön hirtelen kialakuló, intenzív csapadéktevékenység által okozott árvíz értendő. Amint az a korábbiakban bemutatásra került, az adatgyűjtés a csapadékindenzitás mérésének nagyobb léptékben történő elterjedése óta analóg (folyamatos) és periodikus mintavételezéssel történik. Az analóg mérés eredményeit az adatfeldolgozás során óhatatlanul kvantálni, diszkrétizálni szükséges, így az adatok periódusos vagy aperiódusos diszkrét állományként állnak rendelkezésre. Az e dolgozatban tárgyalt SRW berendezések regisztrátuma folyamatában, analóg módon írja le a csapadék alakulását, míg a TBG mérők állandó hosszúságú időszakokra vonatkozóan kvantált, összegzett mérési eredményeit rögzítik (ebben az értelemben a kvantálás a mérési periódusra vonatkozik, nem pedig a mért egységtérfogatra).

Periodikus mintavételezés esetén egy folytonos függvényként (időhöz egyértelmű hozzárendeléssel rendelt adat) értelmezhető jelenséget diszkrét függvényre transzformálunk (KOVÁCS 2014). Alapvető kérdés az, hogy a mért adatokból visszaállítható-e a jelenséget leíró folytonos függvény, és ha igen, milyen feltételekkel. Erre a kérdésre ad választ a Shannon-Nyquist mintavételi tétel (KOVÁCS 2014), amely néhány kikötés teljesülése esetén elégséges feltételt ad azon legnagyobb mintázási periódusra, amely esetén a folytonos függvény még visszaállítható a mérési adatokból.

A különféle mintavételezési idők pontosságra gyakorolt hatása egy egyperces mintavételi sűrűséggel felvett (mért) adatsor felhasználásával szimulálható. A sűrű mintázású adatsorból létrehozható egy ritkább mintázású adatsor, és ezek vizsgálatával becsülhető az információ csökkenésének mértéke. Belátható, hogy a csapadék az adott mérési periódus kezdeti időpillanatához képest bármely más időpillanatban is kezdődhetett volna. Minden egyes eset új idősort szolgáltat, amelyek maximumai összehasonlíthatók. Ennek révén megállapítható az, hogy

adott esetben a mintavételezés során a maximumok mekkora tartományban szóródnak, illetve milyen valószínűséggel képesek a tényleges (esetünkben az egyperces mérésekből ismert) maximumot szolgáltatni.

A vizsgálat részleteit és eredményeit a 4.6. fejezet tartalmazza. A vizsgálatához egy németországi csapadékmérőn 2018. június 11-én észlelt zivatar adatait használtam fel (Abtsgmünd-Untergröningen, Deutsche Wetterdienst – Német Meteorológiai Szolgálat internetes adatbázisa, https://opendata.dwd.de/climate_environment/CDC/observations_germany/climate/1_minute/precipitation/historical/).

3.6. EGY CSAPADÉKMÉRŐ ÁLLOMÁS MAXIMÁLIS CSAPADÉKINTENZITÁS ADATAINAK KORREKCIÓJA

Az eddig ismertett adatkorrekciós eljárások gyakorlati alkalmazását a Budapest Belterület csapadékmérő állomás archív adatainak korrekcióján mutatom be. A vizsgált csapadékmérő állomáson mind az SRW mind a TBG adatok korrekciója vizsgálható, mivel ezeket a készülékeket alkalmazták a mérések végrehajtásához.

3.6.1. AZ ADATOK

Az adatokat az OMSZ gyűjtötte a Budapest Belterület (N47.5109 E19.0280) meteorológiai állomáson, az 1915 és 2018 közötti időszakban, és rendelkezésre bocsajtotta a doktori disszertáció elkészítéséhez. Az adatokat részben SRW mérőkkel (Hellmann-Fuess csapadékiróval), részben TBG mérőkkel (Lambrecht 15188) gyűjtötték. Az SRW készülékkel rögzítették az adathalmaz első, 1915 és 1992 közötti időszakra vonatkozó adatait, míg az adatok második részének mérésére, 1998 és 2018 között TBG eszközt alkalmaztak. A csapadékmérő állomás az OMSZ központi épületének ingatlanán található, amelyet 4-5 emeletes épületek vesznek körül (5. ábra). Az ingatlan környezetének beépítése a mérési időszak folyamán változott. Habár a mérőműszerek többsége 1985-ben az udvarról az épület tetőteraszára lett áthelyezve, a csapadékirók – szóbeli közlés szerint – az udvaron maradtak. A 90-es években a tetőterasz felújítása során számos műszert áthelyeztek, a TBG eszköz kivétel volt, az a helyén maradt.



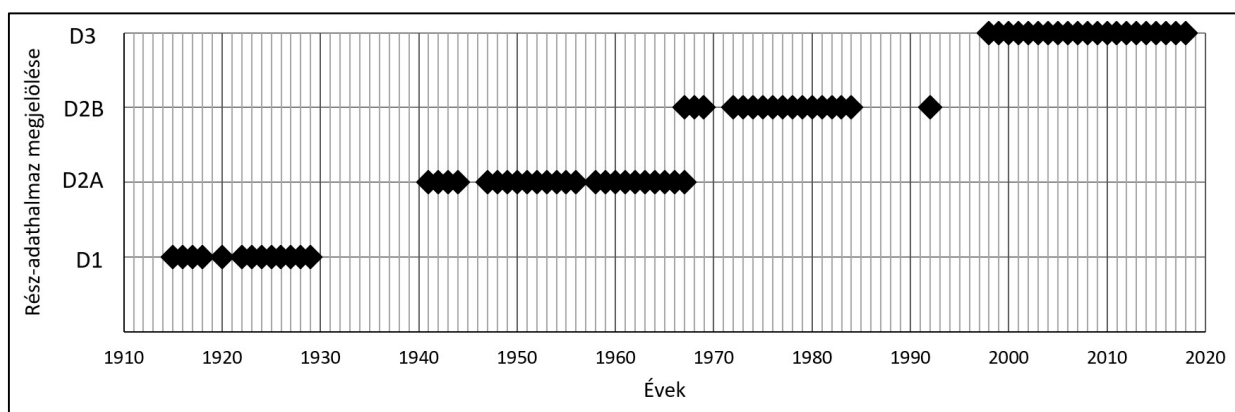
5. ábra. A Budapest Belterület meteorológiai állomás az ötvenes években, valamint az épület tetején kialakított mérőterasz (forrás: https://www.met.hu/eghajlat/magyarorszag_eghajlata/eghajlati_adatsorok/Budapest/leirasok/tortenet/)

Az SRW eszközzel rögzített adatokat érdemesnek látszott három részre osztani. Ennek oka az volt, hogy 1929-1941 közötti időszakra nem állt rendelkezésre adat (a rövidebb szakadásokat nem

értékeltem jelentősnek, feltételezve, hogy a mérési körülmények a szakadás idején nem változtak). Az adathiányok okát nem sikerült feltárni. A berendezés cseréjére kerülhetett sor 1967-ben, amikor is a mérés rendjében is változás következett be. Addig csak a nyári szezonban folyt csapadékmérés, míg 1967-től fűtéssel rendelkező berendezés alkalmazásával a teljes évi csapadékmérésre mód nyílt. Az adatok az előbbieket miatt az 1915-1967 időszakban csak nyáriak, míg az 1967-1992 közötti időszakban a teljes évre vonatkoznak. Mindez a meglévő adatokra vonatkozóan, a legnagyobb csapadékontenzitások kimutatása tekintetében nagy valószínűséggel nem okoz zavart, mivel a magyarországi klimatikus viszonyok mellett a legintenzívebb csapadékok május elejétől szeptember végéig hullanak. Az SRW adatok nem regisztrációs szalagok formájában álltak rendelkezésre, hanem éves kartonokon, amelyek a záporok és zivatarok legintenzívebb 5, 10, 20, 30, 60 perces intervallumainak csapadékmagasságait tartalmazták. Ennek eredménye az, hogy évenként 20-30 csapadék esemény legnagyobb intenzitásai álltak rendelkezésre. Az I. Mellékletben az 1966. évi április-május havi adatokat tartalmazó kartont mutatom be.

A TBG készülékkel gyűjtött adatok, az SRW adatoktól eltérően, folyamatosan, 10 perces mintavételi időközzel rögzített csapadékadatok voltak (egy minta az adatokból megtekinthető a II. Mellékletben). A vizsgálathoz a két különböző mérési eljárással rögzített adatsorból együtt felhasználható mintát kellett készíteni. A TBG készülékkel rögzített adatok megbízhatóságát korlátozza az, hogy a folyamatos 10 perces mintázás miatt alulbecslés alakulhatott ki a mérés időszakában, mint ezt a vonatkozó tanulmányomban bemutattam (RÁCZ 2021c). A jelenség a 2.3. fejezetben fel lett vetve, és a későbbiekben, a 4.6. fejezetben kerül bemutatásra. Itt előzetesen annyit kell megemlítenem, hogy a legintenzívebb csapadékhullás kimérésének valószínűsége a 10 perces mérési intervallum esetén 10%, és az eltérés (alulmérés) mértéke az egyperces mintavételével előállított adatsor maximális értéktől akár 5-10% is lehet. Ezen belül a mérési periódus kezdeti időpontjának változásával az egyes értékek előfordulása egyenletes eloszlású, véletlenszerű. Erre a problémára korrekció jelenleg nem áll rendelkezésre.

Az említettek szerint tehát az adatok az adathiányos évek és a műszercsere, valamint mérési rendszer változása miatt több adatrészletből áll. A továbbiakban időrendben haladva a részadatokat D1, D2A, D2B és D3 adatsornak neveztem. Ezek közül az első három az SRW mérések éves legnagyobb adatait tartalmazza, míg a D3 a TBG mérések adataiból áll. Az adatok, bár időhöz (évhez) rendelt értékekről van szó, a számottevő szakadások miatt idősornak csak fenntartásokkal tarthatók. Az rész-adatok sorok időbeli megoszlását a 6. ábra mutatja be.



6. ábra. Budapest-Belterület csapadékontenzitás adatai; az elemzéshez rendelkezésre álló adatok és azt alkotó részadatok

A 113 évből a 10, 20, 30, 60 perces időablakokhoz 75 évre állt rendelkezésre adat, míg az 5 perceshez 54 év adataival lehetett számolni. A D1 és D2A időszak során nyári SRW mérésekre került sor, amelyben 10 éves szünet mutatkozik, amely az adatok szétválasztását indokolta. A D2A és D2B adatok összefüggő adatokat képeznek (1967-ben néhány hónapos átfedéssel), de műszerváltás és ezzel mérési helyszín változás is történhetett, így az adatok megkülönböztetését indokoltnak tartottam. Ezen adatok között is van egy „magányos” adat, amelyet több év szünet választ el a többi adattól; ezt az évet ennek ellenére célszerűbbnek találtam a D2B adatok közé sorolni. Erre az időszakra esik egy további műszer áthelyezés is. A D3 adatsor a TBG méréseket tartalmazza.

3.6.2. A MINTA KIVÁLASZTÁSÁNAK MÓDSZERE

A szélsőértékek elemzése során elsősorban két minta-kiválasztási megközelítés alkalmazása szokásos. Az első esetében az éves maximumokból (Annual Maximum, azaz AM eljárás) lehet adatsort (mintát) létrehozni, a másik esetben egy valamilyen statisztikai megfontolás alapján felvett küszöbérték meghaladása feletti értékek (Peak Over Threshold, azaz POT eljárás) figyelembevételével nyerhető a további vizsgálatok elvégzésére szolgáló adatsor. A jelen adatfeldolgozás során az AM eljárást választottam, tekintve, hogy az egyes rész adatsorok előállítási módja között különbségek tételezhetők fel, amelyek a POT vizsgálatot esetleg befolyásolhatják, de az AM eljárással az intenzitások éves maximumai nagy biztonsággal összehasonlíthatók.

A D1 és D2A adatsor esetében a nyári félévben hullott, intenzív nagycsapadékok maximális intenzitás értékeit tüntették fel a kartonokon. A csapadékok kiválasztásának pontos kritériuma vélelmezhetően az volt, hogy csak az intenzív csapadékhullások adatait szerepeltessék az éves kartonokon, és ezek közül választhatók ki a legnagyobb éves intenzitásértékek.

A D2B adatsor esetében az adatok időbeli kiterjedése eltér az előbbiektől, mivel ebben az esetben a téli félévi csapadékok is szerepelnek az adatbázisban, egyebekben az adatok szerkezete a megelőző időszakéval egyezik. Mérőcsere is valószínűsíthető az előző időszakhoz képest.

A D3 adatok billenőkanalas mérővel lettek kimérve 10 perces állandó mérési periódussal, és teljes évre vonatkoznak. Az eltérő szerkezet mellett az éves maximumok kiválasztása ugyanakkor bármilyen kétség nélkül végrehajtható a D3 adatokon is, így azonos karakterű adatpopuláció előállítása e módon bizonyosan lehetséges volt.

A fentiek miatt a minta kiválasztásához az AM eljárást alkalmaztam. Az alkalmazott adatokat összesített táblázatban a III. Mellékletben mutatom be.

3.6.3. A MINTÁK MEGBÍZHATÓSÁGÁNAK ELLENŐRZÉSE

Az első lépés az érdemi elemzést megelőzően az adatok megbízhatóságának ellenőrzésére irányult, ennek során az esetleges – ismeretlen okból bekövetkező – durva hibák kizárását vagy kijavítását céloztam meg. A szűkös mennyiségű, ráadásul csak a maximumokra szorított adatok ellenőrzésére a csapadékintenzitások fraktál természetéből adódó skálázási tulajdonságot használtam fel. E tulajdonság egyik legfontosabb megnyilvánulása az, hogy egy bizonyos év adataiban a nagyobb időablakokhoz tartozó maximális csapadékintenzitás nem lehet nagyobb a kisebb időablakban rögzített maximális intenzitásnál, az adott valószínűségi szinthez tartozó legnagyobb intenzitások értéke az időablak hosszával monoton csökken. E tulajdonság kimutathatósága esetén a minta megbízhatósága vélelmezhető.

Az alkalmazott skálázási függvény az

$$i = a \cdot t^b \quad (3.6.1.)$$

ahol i a csapadék intenzitása, t az időablak hossza, míg az a és b paraméterek, amelyek a szomszédos intenzitás adatokból meghatározhatók.

3.6.4. A LEGNAGYOBB ÉVES CSAPADÉKINTENZITÁSOK KORREKCIÓJA

A második lépés az SRW és TBG korrekció végrehajtása. A korrekciót a D1, D2A és D2B adatok esetében a 4.5. fejezetben bemutatásra kerülő saját fejlesztésű eljárással hajtottam végre. A TBG eszköz által mért adatok esetében a szisztematikus hiba javítására saját fejlesztésű eljárást alkalmaztam. Az eljárást a 4.2. fejezetben mutatom be. Az eljárás alkalmazásához a méréshez alkalmazott csapadékmérő korrekciós adatai szükségesek, ezeket Lanza, Vuerich és Gnecco ellenőrző méréseinek eredményeiből vettem fel a Lambrecht 15188 mérőhöz (LANZA et al. 2010, VUERICH 2009). Az egyperces csapadék korrekciós egyenlete ezen eredmények alapján, a korrigált csapadékintenzitásra átrendezve

$$i_c = 0.82 \cdot i_r^{1.042} \quad (3.7.1.)$$

ahol i_c a korrigált csapadékintenzitás, i_r a nyers, nem javított csapadék intenzitás. Ezzel a további adatfeldolgozáshoz rendelkezésre álltak a korrigált adatsorok.

3.6.5. A MINTÁK HOMOGENITÁSÁNAK VIZSGÁLATA

Az adatsorok további vizsgálata előtt az adatok egyöntetűségéről kellett meggyőződni. Az adatok azonos eloszlással való leírhatóságát homogenitás vizsgálatával lehet ellenőrizni, amely során kimutatható az esetleges töréspontok léte, helye. Az adatok homogenitásának vizsgálatát kétféle megközelítésben hajtottam végre. Egyrészt vizsgáltam az egyes 5, 10, 20, 30, 60 perces időablakok teljes, együttes adatsorának (a D1, D2A, D2B és D3 együttesen) homogenitását, másrészt ellenőriztem az egyes rész adatsorok (a D1, D2A, D2B, D3 különállóan és időrendben elképzelhető kombinációiban) azonos eloszlással való leírhatóságát. Az együttes adatsorra vonatkozó homogenitásvizsgálatot az XLSTAT programcsomaggal végeztem el, amely Excel táblázatkezelő program alatt futtatható. A programcsomag az egy adatsorra vonatkozó esetre négy homogenitás tesztet kínál fel, ezek a Pettitt, SNHT (Standard Normal Homogeneity Test), Buishand és a Neumann tesztek. A Buishand és az SNHT teszt abból a feltételezésből indul ki, hogy a vizsgált adatok normál eloszlást követnek (COSTA, SOARES 2009). Minthogy az éves maximális csapadékintenzitások értékei várhatóan aszimmetrikus eloszlással írhatók le, a Buishand és az SNHT tesztek a jelen vizsgálatban nem voltak alkalmazhatók.

A Pettitt teszt nem-paraméteres teszt, amely az adatsorban fellelhető esetleges töréspontok létét azonosítja azok helyével együtt; nullhipotézise szerint az adatok függetlenek és azonos eloszlással leírható véletlen mennyiségek, míg az alternatív hipotézis szerint az adatsor középértékében törés (eltolódás) van (COSTA, SOARES 2009). A Neumann teszt ugyancsak nem-paraméteres teszt, amelynek nullhipotézise szerint az adatok függetlenek, azonos eloszlással leírhatók és véletlenszerűek. Ez a teszt annyiban különbözik a Pettitt tesztől, hogy nem ad információt az esetleges töréspont helyéről (COSTA, SOARES 2009, SISWANTO et al. 2015). A továbbiakban tehát a Pettitt és a Neumann tesztet alkalmaztam.

A vizsgálatot $1 - \alpha = 1 - 0,05 = 0,95 = 95\%$ konfidenciaszint mellett végeztem. A Pettitt teszt alkalmazása során az eredményeknél szerepeltetett K értékek a Pettitt statisztika értékét, a T értékek pedig a valószínűsíthető töréspontot jelölik (Homogén adatok esetén azt az évet mutatják,

amelyben egy magasabb α szignifikanciaszinten inhomogenitás várható). A p értékek annak valószínűségét mutatják, hogy a nullhipotézis teljesülésének feltételezése mellett a teszt eredménye valóban jellemzi sokaságot; amennyiben a $p > \alpha = 1 - 0,95 = 0,05$, a minta homogén a 95% konfidenciaszinten. A Neumann teszt esetében az N a Neumann statisztika értéke, a p és α értelmezése az előbb leírttal egyezik.

A részadatok vizsgálata során a kérdés az volt, hogy a rész adatsorok leírható-e egyazon eloszlásfüggvénnyel, vagy sem. Ehhez a Kruskal-Wallis H tesztet alkalmaztam, amely ugyancsak nem-paraméteres eljárás, és jellegzetessége, hogy egy lépésben számos adatsor együttes vizsgálatát teszi lehetővé (DINYA 2011).

3.6.6. AZ ÉVES MAXIMUMOK VALÓSZÍNŰSÉGI MODELLJE ÉS AZ IDF GÖRBÉK

Miután az adatsorok homogenitása igazolást nyert, az adatok leírására leginkább alkalmas eloszlásfüggvény meghatározását kell elvégezni. Az éves legnagyobb csapadékintenzitás adatok valószínűség eloszlása tipikusan az extrémérték elmélet körébe tartozik (BARABÁS 2010). A Fisher-Tippit-Gnedenko tétel szerint az extrémértékek eloszlása a Gumbel, Weibull és a Fréchet eloszlások valamelyikét követi. Ezek az extrémérték eloszlások az általánosított extrémérték eloszlás (Generalized Extreme Value eloszlás, GEV) speciális paraméterezésű esetei (ALVES, NEVES 2011, KOTZ, NADARAJAH 2000).

A GEV kumulatív eloszlásfüggvényének matematikai alakja (ALVES, NEVES 2011, KOTZ, NADARAJAH 2000):

$$F(x) = \begin{cases} e^{-(1+\xi\frac{x-\mu}{\sigma})^{-\frac{1}{\xi}}} & -\infty < x \leq -\frac{1}{\xi}, \text{ ha } \xi < 0; \mu - \frac{\sigma}{\xi} \leq x < \infty, \text{ ha } \xi > 0, \\ e^{-e^{-(x-\mu)/\sigma}} & -\infty < x < \infty, \text{ ha } \xi = 0 \end{cases} \quad (3.7.2.)$$

A GEV $\mu \in \mathbb{R}, \sigma > 0, \xi \in \mathbb{R}$ paraméterei rendre a helyparaméter, a skálázási paraméter, valamint az alak paraméter. A helyparaméter az eloszlás vízszintes tengely menti helyére utal, a skálázási paraméter az eloszlás elnyújtottságának mérőszáma, az alak paraméter pedig olyan, az eloszlásfüggvény alakját meghatározó mérőszám, amely sem a hely paraméterrel, sem a skálázási paraméterrel, sem ezek együttesével nem fejezhető ki.

A munka során az elérési valószínűség helyett a meghaladási valószínűség fogalmát, és az ennek megfelelő függvényt alkalmaztam. Az elérési valószínűség folytonos eloszlásfüggvénye a hagyományos jelöléssel az

$$F(x) = P(X \leq x) = \int_{-\infty}^x f(t) dt \quad (3.7.3.)$$

kifejezés, ahol X a valószínűségi változó, amelynek $P(X \leq x)$ valószínűségét az $F(x)$ eloszlásfüggvény x helyen vett értéke adja meg, amely X változó $f(t)$ sűrűségfüggvényének $[-\infty; x]$ intervallumon vett határozott integráljával egyenlő. A meghaladási valószínűség az elérési valószínűség komplementer eseményeként értelmezhető, így az $S(x)$ -el jelölt meghaladási valószínűség az $(x; +\infty]$ tartományon értelmezett, és értéke az

$$S(x) = 1 - F(x) = \int_x^{\infty} f(t) dt \quad (3.7.4.)$$

kifejezésből számítható.

Az adatsorokra a GEV illesztését EasyFit programmal végeztem. Az illesztéshez a szoftver négyféle eljárást kínál fel, így a momentum módszert, a maximum likelihood becslést, a legkisebb

négyzetek módszerét, és az L-momentumok módszerét. Ezek közül a maximum likelihood eljárást alkalmaztam. Az illeszkedésvizsgálatot a szoftver által biztosított Kolmogorov-Szmirnov, Chi-négyzet és Anderson-Darling eljárással vizsgáltam 5% szignifikancia szint mellett.

Az éves meghaladási valószínűség egyes időablakokhoz tartozó értékei adják az adott valószínűségű IDF görbe pontjait. Az eloszlásfüggvények birtokában az IDF görbék előállíthatók a nyers és a javított adatokra, amelyek így összehasonlíthatók és a korrekció hatásának vizsgálatára lehetőség nyílik.

Az IDF görbéket a magyarországi gyakorlatban hatványfüggvénnyel szokás közelíteni az egyszerűbb kezelhetőség érdekében, hiszen ebben az esetben két paraméter, az együttható és a kitevő ismeretében egyszerűen meghatározható egy adott meghaladási valószínűséghez (vagy átlagos éves visszatérési időhöz) bármely időtartamhoz (mérési periódus) tartozó csapadékintenzitás. Kérdés ugyanakkor az, hogy a hatványfüggvényes közelítés mekkora eltérést eredményez a valószínűségi alapon megállapított IDF értékekhez. E kérdés elemzését az adatok feldolgozását követően a 4.7.5. fejezetben ugyancsak elvégeztem.

4. EREDMÉNYEK ÉS AZ EREDMÉNYEK ÉRTÉKELÉSE

4.1. A CSAPADÉKMÉRÉSI ELJÁRÁSOK OSZTÁLYOZÁSA

Az 2. fejezetben bemutatott csapadékmérési, illetve érzékelési eljárások, amelyek az elmúlt évtizedekben használatban voltak, vagy éppen az utóbbi időkben lettek kifejlesztve, eltérő pontosságú és alkalmazhatóságú adatokat szolgáltatnak. Az eljárások egy része pontbeli adatokat szolgáltat, így meglehetősen pontos képet képes adni a csapadékról egy adott pontban, viszont önmagában kevés információt nyújt a regionális csapadékokról. Más eljárások a regionális csapadékokról adnak képet, de nem szolgáltatnak pontos helyi adatokat. Ez a körülmény visszahat a kapott adatok alkalmazhatóságra. A kifejlesztett osztályozás az eljárások jellemzőinek feltüntetésén túl az alkalmazhatóságuk körére, területére is utal. Az osztályozást táblázatos formában mutatom be.

A 7. ábra táblázatos formában mutatja be a mérési módszerek osztályozását, illetve értékelését. A táblázat az eljárás megnevezésén túl 10 osztályozási, illetve értékelési kategóriát tartalmaz. Az osztályozás kategóriái a mérési eljárás jellegére vonatkoznak, míg az értékelési kategóriák az adott eljárás pontosságára, fejlesztési vagy kísérleti jellegére, alkalmazásának körére stb. utalnak. Az első öt sor a mérési eljárás észlelési és adatgyűjtési jellegzetességeire vonatkozik, míg a hatodik és hetedik általánosságban mutatja be a mérés fizikai alapját. Az eljárások megnevezése a nyolcadik sorban található.

A fennmaradó három sorban az alkalmazásra vonatkozó értékelés jellegű információk találhatók. E sorokban a felhasználás kísérleti vagy elfogadott gyakorlati jellegét, általános mérési pontosságára vonatkozó jellemzését, valamint a felhasználhatóság területét mutatom be.

Az egyes sorok részletesebb tartalma a következő.

1. A csapadékmérési eljárások két nagy családba sorolhatók. Egyrészt léteznek a közvetlen csapadékmérésre alapuló eljárások, melyhez a csapadékot össze kell gyűjteni. A másik körbe azok az eljárások tartoznak, amelyek nem igénylik a csapadék összegyűjtését, hanem valamilyen közvetett mérési (észlelési, becslési) eljárással szolgáltat csapadékadatot.

2. A mérési eljárások egyik jellemzője az, hogy hol kerül sor a mérésre, így a mérés vagy észlelés a Föld felszínén (a gyűjtő, mérő vagy érzékelő berendezések a felszínen vannak) vagy a felszín felett történik. A felszín feletti mérési (észlelési) eljárások körében elsősorban a műholdas távérzékelési eljárásokra kell gondolni.

3. A mérési eljárások eredményének értelmezését illetően lényeges kérdés, hogy a mérés a földfelszín valamely pontjára vagy kiterjedtebb területre, régióra vonatkozóan nyújt információt. Regionális értelemben az azonos időben hulló csapadék csapadékmezőt képez. A pontbeli mérések jól behatárolható helyre, illetve a mérési hely szűk környezetére vonatkoznak, míg a távérzékelés alapú eljárások nagyobb területről szolgáltatnak adatokat. Az eljárásokat ennek megfelelően csoportosítottam pontbeli, valamint csapadékmezők észlelésére alkalmas kategóriába. Ezzel kapcsolatban megjegyzendő, hogy a pontbeli mérések hálózatban történő értelmezése is adhat információt a csapadékmezőkről, valamint egyes pontbeli és nem pontbeli eljárások multiszenzoros gyűjtése, illetve értékelése lehetséges. A regionális észlelésre alkalmas technikák ugyanakkor nem tudnak pontbeli információt szolgáltatni a helyi csapadékról.

4. Az eljárások egyik ismérve az adatrögzítés, illetve valós idejű adattovábbítás lehetősége, illetve az, hogy a mérés során élnek-e ezzel. Ez a kérdés mára már csak azon eszközök esetében vetődhet fel, amelyek az elektromos adatrögzítés előtti időszakban lettek kifejlesztve, minthogy mára az automatizált mérés – és rendszerint a valós idejű adattovábbítás is – alapértelmezés a legtöbb

esetben. A közvetett mérések esetében az analóg vagy digitális elektromos adatrögzítés és sok esetben az adattovábbítás is igen korán megjelent és mára ez ugyancsak alapértelmezés.

5. Az egyes eljárások lényeges jellemzője az, hogy milyen észlelési, mintázási sűrűséggel képesek a csapadékról adatokat szolgáltatni. Ez visszahat arra is, hogy milyen mennyiségek észlelésére alkalmas egyáltalán, illetve azok mennyiben képesek jellemezni a csapadékhullás időbeli lefolyását. Az észlelés vonatkozhat a jelenség bekövetkezésének tényére (igen/nem), annak nagyságrendjére, vagy a részletes térbeli és időbeli változékonyságának kimutatására. A földi mérők esetében a mintázás sűrűsége igen nagy lehet, míg például a nem geostacionárius műholdak esetében a mintázás sűrűségét alapvetően befolyásolja az, hogy milyen gyakorisággal tér vissza a műhold a vizsgált terület fölé. Az észlelés sűrűsége a keletkező adatok felhasználhatóságát is behatárolja. A táblázat a mintavételi sűrűséget a legjobb jelenleg alkalmazott felbontással jellemzi; a valóságban az adatok ennél sok esetben ritkább észlelésből keletkeztek a régebbi mérések esetében.

6. A 2. fejezetben összegyűjtött eljárások az észlelési technológiák széles körét felölelik. A közvetlen észlelési eljárások alapvetően tömeg- vagy térfogatmérésen, míg a közvetett eljárások elektromágneses vagy akusztikus hullámok észlelésén alapulnak. Az elektromágneses hullámok alkalmazása azok megnyilvánulásainak gazdagsága miatt változatosak. Az egyes mérési eljárások automata üzemben működnek, míg némelyik igényel emberi beavatkozást, bár ez utóbbi kategória a hagyományos mérőkre vonatkozik elsősorban, és azokra is egyre kisebb mértékben.

7. A berendezések működtetésének jellege jellemző az energiaforrás szempontjából (nem igényel energiaforrást, mechanikus, elektromos).

8. Az eljárás megnevezése.

9. A 2. fejezetben bemutatott hagyományossá vált csapadékmérési és -észlelési technikákat, valamint olyanokat is, amelyek a technikai fejlődés legújabb irányait igyekeznek felhasználni a csapadékmérésben. Utóbbiak esetében még nem lehet minden esetben gyakorlati felhasználásról beszélni a technika újszerűsége miatt, például a mérések validálásának (egyéb, pontosnak tekinthető adatokhoz viszonyított jóságának) hiánya miatt, vagy azért, mert az eljárás alkalmazásával kapott eredmények szórása a gyakorlati, operatív felhasználáshoz túl nagy. Egyes technikák már több évtizedes múltra tekintenek vissza (mint például a villámstatiztika alkalmazása), mégsem állnak egyelőre rendelkezésre olyan megbízható összefüggések, amelyek révén a gyakorlatban megbízható, széles körben felhasználható módszerre válhatna az adott eljárás.

10. Az észlelések pontossága (megbízhatósága) lényeges kérdés, amely a felhasználhatóság körét is meghatározza. A klimatológiai, mezőgazdasági és mérnöki alkalmazásokat megalapozó csapadékméréseknek megbízhatónak, igazolhatónak kell lenniük. Ez a pontosság tizedmilliméter nagyságrendű a napi csapadékösszegek tekintetében, és milliméter nagyságrendű a mm/h egységben kifejezett csapadékintenzitás mérésénél. (Mindennek ellenére a hagyományos csapadékmérésben is jelentős hibák fordulnak elő például a szél hatása és a mérés szisztematikus hibái révén, ennek ellenére ezek az eljárások meteorológiai és hidrológiai célokra felhasználhatók.) A távérzékelési eljárások eleve más mennyiségek (elektromágneses reflexió vagy ritkábban emisszió) mérésével, regressziós összefüggések révén adnak információt a csapadék jellegéről és intenzitásáról, emiatt a mennyiségi megbízhatóságuk a közvetlen mérésekhez képest alacsonyabb. Javulás e tekintetben a technika fejlődésével együtt elképzelhető. A fentiek alapján a mérés, távérzékelés és becslés kategóriát különböztettem meg.

11. Az előző pontokban leírt pontossági paraméterek alapján a felhasználhatóság köre is behatárolható. E kategóriában a mérnöki és tudományos alkalmazás, valamint a „csak”

tudományos alkalmazás került megkülönböztetésre. Utóbbi esetben a leszűkítés elsősorban az egyes eljárások eseti alkalmazása miatt esik ki a mérnöki alkalmazás köréből. Más esetekben a mérés kevésbé megbízható vagy átlagos értékekre vonatkozik, és természetesen léteznek teljesen kezdeti fejlesztési fázisban levő eljárások is, amelyek gyakorlati alkalmazhatósága még nem biztos. Ezek a kísérleti jellegűek, és/vagy tudományos alkalmazásként értékelhető.

Az eljárásokat összefoglaló táblázatot a 7. ábra tartalmazza, amely a IV. mellékletben nagyobb méretben is megtalálható.

ESŐ													
KÖZVETLEN MÉRÉS				KÖZVETETT MÉRÉS, ÉRZÉKELÉS (VAGY BECSLÉS)								1	
2	FÖLDFELSZÍNI	FÖLDFELSZÍNI	FÖLDFELSZÍNI	FÖLDFELSZÍNI	FÖLDFELSZÍNI	FÖLDFELSZÍNI	MŰHOLD	MŰHOLD	FÖLDFELSZÍNI	FÖLDFELSZÍNI	FÖLDFELSZÍNI	FÖLDFELSZÍNI	2
3	PONTBELI	PONTBELI	PONTBELI	PONTBELI	PONTBELI	CSAPADÉK-MEZŐ	CSAPADÉK-MEZŐ	CSAPADÉK-MEZŐ	CSAPADÉK-MEZŐ	CSAPADÉK-MEZŐ	PONTBELI	CSAPADÉK-MEZŐ	3
4	ADATRÖGZÍTÉS NÉLKÜL	ADATRÖGZÍTÉSSEL	ADATRÖGZÍTÉSSEL	ADATRÖGZÍTÉSSEL	ADATRÖGZÍTÉSSEL	ADATRÖGZÍTÉSSEL	ADATRÖGZÍTÉSSEL	ADATRÖGZÍTÉSSEL	ADATRÖGZÍTÉSSEL	ADATRÖGZÍTÉSSEL	ADATRÖGZÍTÉSSEL	ADATRÖGZÍTÉSSEL	4
5	MÉRÉSI PERIÓDUS 12-24 HOURS	MÉRÉSI PERIÓDUS NINCS (ANALÓG MÉRÉS)	MÉRÉSI PERIÓDUS 1 PERCTŐL	MÉRÉSI PERIÓDUS 1 PERCTŐL	MÉRÉSI PERIÓDUS 1 PERCTŐL	MÉRÉSI PERIÓDUS NÉHÁNY PERCTŐL TÖBB TÍZ PERCIG	MÉRÉSI PERIÓDUS TÖBB TÍZ PERCTŐL	MÉRÉSI PERIÓDUS TÖBB ÓRÁTÓL	MÉRÉSI PERIÓDUS NÉHÁNY PERCTŐL TÖBB TÍZ PERCIG	MÉRÉSI PERIÓDUS 1 PERCTŐL	MÉRÉSI PERIÓDUS 1 PERCTŐL	MÉRÉSI PERIÓDUS NÉHÁNY PERCTŐL TÖBB TÍZ PERCIG	5
6	TÉRFOGATMÉRÉS, NEMI AUTOMATIKUS	TÉRFOGAT VAGY TÖMEGMÉRÉS, AUTOMATIKUS	TÉRFOGAT VAGY TÖMEGMÉRÉS, AUTOMATIKUS	TÖMEGMÉRÉS, AUTOMATIKUS	ELEKTROMÁGNES JEL VISSZAVÉRŐDÉS, SZÓRÁSA VAGY ELNYELŐDÉS, AUTOMATIKUS	FÖLDI TELEPÍTÉSŰ AKTÍV RADARJEL VISSZAVÉRŐDÉS, AUTOMATIKUS	MŰHOLDAS TELEPÍTÉSŰ AKTÍV RADARJEL VISSZAVÉRŐDÉS, AUTOMATIKUS	MŰHOLDAS TELEPÍTÉSŰ PASSZÍV ELEKTROMÁGNES HULLÁM ÉRZÉKELÉS, AUTOMATIC	RÁDIÓFREKVENCIAJÚ JEL ELNYELŐDÉS - JEL ERŐSSÉG VÁLTOZÁSÁNAK MÉRÉSE	PASSZÍV AKUSZTIKUS JEL ÉRZÉKELÉS TENGERREKRE HULLÓ CSAPADÉK BECSLÉSÉRE	PASSZÍV AKUSZTIKUS JELÉRZÉKELÉS CSAPADÉKBECSLÉSRE AKUSZTIKUS CSAPADÉKMÉRŐVEL	VILLÁMLÁS STATISZTIKÁJÁN ALAPULÓ CSAPADÉK BECSLÉS	6
7	TRADICIONÁLIS, VAGY MECHANIKUS	TRADICIONÁLIS, VAGY MECHANIKUS	ELEKTROMOS	ELEKTROMOS	ELEKTROMOS	ELEKTROMOS	ELEKTROMOS	ELEKTROMOS	ELEKTROMOS	ELEKTROMOS	ELEKTROMOS	ELEKTROMOS	7
8	EGYSZERŰ CSAPADÉKMÉRŐ (MÉRŐENGERT)	CSAPADÉKMÉRŐ	BILLENŐKÉPES CSAPADÉKMÉRŐ	SÚLYMÉRÉS ALAPULÓ CSAPADÉKMÉRŐ	CSÉPERPERIUM ÉSZLELŐ BERENDEZÉS (DIZJONMETER)	FÖLDFELSZÍNI RADAR	MŰHOLDAS RADAR	MŰHOLDAS TÁVÉRZÉKELÉS	MŰHOLDAS TÁVÉRZÉKELÉS	MOBILTELEFON HÁLÓZATI SPECIFIKUS FELHASZNÁLÁSA	AKUSZTIKUS JELER STATISZTIKÁJÁN ALAPULÓ CSAPADÉK BECSLÉS	VILLÁMLÁSOK STATISZTIKÁJÁN ALAPULÓ CSAPADÉK BECSLÉS	8
9	HASZNÁLATBAN	HASZNÁLATBAN	HASZNÁLATBAN	HASZNÁLATBAN	HASZNÁLATBAN	HASZNÁLATBAN	HASZNÁLATBAN	HASZNÁLATBAN	KÍSÉRLETI JELLEGŰ	KÍSÉRLETI JELLEGŰ	KÍSÉRLETI JELLEGŰ	KÍSÉRLETI JELLEGŰ	9
10	MÉRÉS	MÉRÉS	MÉRÉS	MÉRÉS	MÉRÉS	TÁVÉRZÉKELÉS	TÁVÉRZÉKELÉS	TÁVÉRZÉKELÉS	BECSLÉS	TÁVÉRZÉKELÉS	BECSLÉS	BECSLÉS	10
11	MÉRŐNKI ÉS TUDOMÁNYOS HASZNÁLATRA	MÉRŐNKI ÉS TUDOMÁNYOS HASZNÁLATRA	MÉRŐNKI ÉS TUDOMÁNYOS HASZNÁLATRA	MÉRŐNKI ÉS TUDOMÁNYOS HASZNÁLATRA	MÉRŐNKI ÉS TUDOMÁNYOS HASZNÁLATRA	MÉRŐNKI ÉS TUDOMÁNYOS HASZNÁLATRA	TUDOMÁNYOS CÉLÚ FELHASZNÁLÁSRA	TUDOMÁNYOS CÉLÚ FELHASZNÁLÁSRA	TUDOMÁNYOS CÉLÚ FELHASZNÁLÁSRA	TUDOMÁNYOS CÉLÚ FELHASZNÁLÁSRA	TUDOMÁNYOS CÉLÚ FELHASZNÁLÁSRA	TUDOMÁNYOS CÉLÚ FELHASZNÁLÁSRA	11

7. ábra: Csapadékmérési eljárások főbb jellemzői

4.2. A BILLENŐKANALAS CSAPADÉKMÉRŐK HOSSZÚ MÉRÉSI PERIÓDUSÚ ADATAINAK KORREKCIÓJA

A 3.2. fejezetben bemutattam azt, hogy amennyiben egy TBG csapadékmérőnek a szisztematikus hibáját hatványfüggvényes (vagy egyéb nemlineáris) korrekciós eljárással igyekszünk kiküszöbölni, a korrekció alapértelmezett mérési periódusától eltérő mintázási periódus mellett, az átlagos csapadékintenzitás korrigált átlagértékével számolt csapadékösszeg nem egyezik meg az alap periódus korrigált intenzitásai alapján számolt csapadékösszeggel. Amennyiben tehát a mérőnek szisztematikus hibája van, és annak utólagos kiegészítő korrekciója a (3.2.1.) képlet alapján történik, akkor a térfogategyenlőség biztosításához újabb javítás szükséges. Az alapértelmezett mérési periódus általában egy perc, a gyakorlatban az ennél hosszabb periódusú adatok gyakorta fellelhetők, elsősorban a régebbi mérési adatok körében. Itt a hosszabb időszak alatt a jellemzően a 10-60 perces tartományon belüli intervallum értendő. A továbbiakban úgy vesszük, hogy a hosszabb időszak alatt egy általános jelölésű t intervallumot értek, amely n darab (egyperces) mérési alapintervallumra osztható. A vizsgálatot az alábbi lépésekben, matematikai levezetéssel, az eredmény diszkussziójával és a többlet korrekció gyakorlati használatra alkalmas értékének becslésével az alábbi lépésekben végzem el:

1. Első lépésben abból indultam ki, hogy a t intervallum alatt mérhető csapadékösszeg mellett az alapintervallumokban mért csapadékösszeg is rendelkezésre áll.
2. Ezt követően a szisztematikus hiba korrekcióját végzem el az alapintervallumok intenzitás értékein, és így számolom ki a t időszak csapadékösszegét, valamint felírom ezt az összeget a t időszak korrigált átlagos intenzitásával is.
3. Az korrigált egyperces intenzitásból és a korrigált átlagos intenzitásból számolt hányados a korrekciós szám (korrekciós tényező), ezt kell kifejezni általános alakban.
4. A tényező lehetséges értékeit diszkusszió során vizsgálom, és általánosítható kiegészítő javító tényező értékére adok javaslatot. Ezzel a valóságos esetre, amikor is a mérési alapintervallum csapadékösszegei nem ismertek, általánosított kiegészítő korrekciót adok.

Elsőként a t részintervallum átlagintenzitása alapján számoljuk ki a csapadéktérfogatot, a (3.2.6) képlet alapján. A továbbiakban az e módon számolható térfogatot az indexbe írt „(A)” jelöli. A javított csapadéktérfogat a (3.2.1) javítóképlet átlagintenzitásra történő alkalmazásával a t hosszúságú mintázási periódusra

$$V_{c,(A)} = a \cdot i_{m,t}^b \cdot t = a \cdot t \left(\frac{\sum_{j=1}^n i_j}{n} \right)^b = \frac{a \cdot t}{n^b} \left(\sum_{j=1}^n i_j \right)^b \quad (4.2.1.)$$

A másik eljárás során, amikor is a mérési alaperiódus javított intenzitásaival számolom a csapadék térfogatát, a térfogat indexében „(B)” jelöli a továbbiakban. Ezzel a (3.2.4) képlet szerint n darab résztérfogat egyenkénti javítására, majd összegzésére kerül sor. Ez az az eljárás, amelyre a hosszú mérési periódus alkalmazásakor a valóságban, általános esetben nem kerülhet sor, minthogy a t intervallumon belüli részösszegek ilyen mérés esetében nem ismertek. A csapadék javított térfogata ekkor az alábbi kifejezéssel írható le:

$$V_{c,(B)} = \sum_{j=1}^n \left(a \cdot i_j^b \cdot \frac{t}{n} \right) = \frac{a \cdot t}{n} \sum_{j=1}^n (i_j^b) \quad (4.2.2.)$$

Tudjuk, hogy a t időszak átlagos csapadékintenzitása a mérési alapidőszakokra vonatkozó részintenzitások átlaga:

$$i_{m,t} = \frac{\sum_{j=1}^n i_j}{n} \quad (4.2.3.)$$

Minden részidőszak intenzitása kifejezhető egy c súlyszámmal. A j -edik részidőszak intenzitása a c_j j -edik súlyszámmal írva

$$i_j = c_j \cdot i_{m,t} \quad (4.2.4.)$$

Az előbbi két összefüggés alapján

$$i_{m,t} = \frac{\sum_{j=1}^n i_j}{n} = \frac{\sum_{j=1}^n c_j \cdot i_{m,t}}{n} = i_{m,t} \cdot \frac{\sum_{j=1}^n c_j}{n}, \quad (4.2.5.)$$

így

$$\frac{\sum_{j=1}^n c_j}{n} = 1, \quad (4.2.6)$$

és

$$\sum_{j=1}^n c_j = n, \quad (4.2.7.)$$

ami azt jelenti, hogy a súlytényezők normáltak.

A (4.2.1) és (4.2.2) térfogatok a (4.2.4.) képlet felhasználásával a következőképp alakítható át:

$$V_{c,(A)} = \frac{a \cdot t}{n^b} \left(\sum_{j=1}^n i_j \right)^b = \frac{a \cdot t}{n^b} \left(\sum_{j=1}^n c_j \cdot i_{m,t} \right)^b = \frac{a \cdot t \cdot i_{m,t}^b}{n^b} \left(\sum_{j=1}^n c_j \right)^b \quad (4.2.8.)$$

$$V_{c,(B)} = \sum_{j=1}^n \left(i_{c,j} \frac{t}{n} \right) = \frac{t}{n} \sum_{j=1}^n (a \cdot i_{r,j}^b) = \frac{a \cdot t}{n} \sum_{j=1}^n ((c_j \cdot i_{m,t})^b) = \frac{a \cdot t \cdot i_{m,t}^b}{n} \sum_{j=1}^n (c_j^b) \quad (4.2.9.)$$

A két térfogat hányadosa adja meg azt a javító tényezőt, amely az „A” és „B” térfogatok egyezősége érdekében kell alkalmazni. A két térfogat hányadosa

$$\frac{V_{c,(B)}}{V_{c,(A)}} = \frac{\sum_{j=1}^n (c_j^b)}{n} \quad (4.2.10.)$$

Ezt a javító tényezőt a továbbiakban CF_t -vel jelölöm (t időhöz tartozó korrekciós tényező). A CF_t tényező konkrét értéke egy t alapintervallumra vonatkozik, a csapadékeseményre pedig számos CF_t érték állapítható meg. A javított csapadékintenzitás ennek alapján a következőképp írható:

$$i_{c(B)} = \frac{\sum_{j=1}^n (c_j^b)}{n} \cdot a \cdot i_{m,t}^b = CF_t \cdot a \cdot i_{m,t}^b \quad (4.2.11.)$$

A képlet tartalmazza az a és b , műszerre vonatkozó kalibrációs, avagy javító paramétereket, így megállapítható, hogy a javító formula a mérő paramétereitől és az n értékétől, valamint a $\sum_{j=1}^n (c_j^b)$ összegtől függ. Egy adott mérő esetén a hosszú mintázási időközű mérésnél ugyan a javító paraméterek, valamint az n szám ismert, de a c_j súlyszámok nem. Bizonyos megszorításokat mégis lehet tenni a súlyszámokra, valamint a $\sum_{j=1}^n (c_j^b)$ összeg alakulására.

A (4.2.4.) összefüggés értelmében, ha az i_j csapadékintenzitás a t intervallum alatt állandó, $c_j = 1$ minden j -re. Amennyiben az intenzitás nem állandó, azaz, ha a c_j értékek különböznek egymástól, akkor az adott mérőműszernek megfelelő b korrekciós paraméter állandósága mellett a CF_t értéke a c_j^b súlyok eloszlásától függ. Habár ilyen eloszlás végtelen sokféle lehet, a CF_t néhány jellemző értékének és az átlagértékének becslésére van lehetőség.

Amennyiben a csapadék teljesen egyenletes, a c_j súlyok értéke 1, így a $\sum_{i=1}^n (c_i^b)$ hatványösszeg értéke n lesz, CF_t értéke pedig ugyancsak 1, ez egyben alsó határt is jelent. A legtöbb esetben az egymást követő intenzitások értéke kis mértékben tér el egymástól, így a súlyok értéke jellemzően kevéssel 1 felett alakul. A súlyszámoknak van felső határa is. Ez a legnagyobb elképzelhető érték akkor adódik, amikor a vizsgált intervallumnak csak egy helyén van nullától eltérő intenzitása,

azaz a t intervallumnak csak valamely j -edik helyen van csapadékadat. Ebben az esetben, a (4.2.7) képletet alkalmazva a c_j értéke n lesz, míg a súlyszámok b -edik hatványainak összege

$$\sum_{i=1}^n (c_i^b) = n^b \quad (4.2.12.)$$

A CF_t maximális értéke emiatt n^{b-1} . Összegezve, a $\sum_{i=1}^n (c_i^b)$ összeg értékkészlete az $[n, n^b]$ zárt intervallum, a CF_t értékkészlete pedig az $[1, n^{b-1}]$ intervallum lesz. A maximális érték ugyanakkor elvi jellegű, amint azt a továbbiakban bemutatom.

Belátható, hogy a súlyok a t intervallumban végtelen sok kombinációt alkothatnak, ugyanakkor az sejtethető, hogy az eloszlásuk nem egyenletes. A súlyok legtöbb értéke az intervallum alsó határa feletti szűkebb tartományban lesz. Ennek oka az, hogy általában sokkal több olyan t intervallum található a csapadékeseményekben, ahol az intervallumon belüli intenzitáseloszlás nagyjából egyenletes (ritka az az eset, amikor csak egyetlen részintervallumban van adat), a CF_t értékei emiatt az 1 érték közelében sűrűsödnek (természetesen 1-nél nagyobb értékkel), így az átlagértékük és a mediánjuk is az 1 érték közelében található. Előbbi miatt csapadékesemény során a CF_t értékek előfordulási gyakorisága erősen aszimmetrikus. A csapadékintenzitás egymást követő értékeinek legnagyobb változására leginkább a csapadékintenzitás lokális szélsőértékeit megelőző és követő szakaszokon lehet számítani.

Ilyenkor – rövidebb intervallumok esetén bizonyosan, a hosszabbak esetében jellemzően – minden percben van mért adat, tehát a CF_t értékek kisebbek az n^{b-1} értéknél, és magasabbak az adott csapadékra vonatkozó CF_t értékek átlagánál. Amint azt bemutattam, CF_t lehetséges lenagyobb értéke abban az esetben számolható, ha az adott intervallumban csak egy nullától különböző érték található. Ez a csapadékok csúcsintenzitása környezetében nem fordulhat elő, itt a CF_t átlagértéke és maximuma közötti számok előfordulása várható. A csapadékhullás legmagasabb intenzitású szakasza lehet igen rövid, csúcshullás, amikor az intenzitás a maximumát követően szinte azonnal jelentősen visszaesik, vagy hosszabb, „plató” karakterű, amikor a magas intenzitások hosszabb időn át megfigyelhetők. A plató karakterű csúcsintenzitás időszak esetén a t intervallum és a plató hosszának viszonya befolyásolja a CF_t értékek alakulását. Amennyiben a plató rövidebb, mint a t intervallum, úgy a CF_t értékek magasabbak lesznek, míg, ha hosszabb, akkor a plató tetején egymástól lényegesen nem különböző értékek miatt a CF_t értéke alacsony lesz. Ez közel azonos azzal az esettel, amikor az eső teljesen egyenletes, és amikor minden súlyszám értéke azonosan 1.

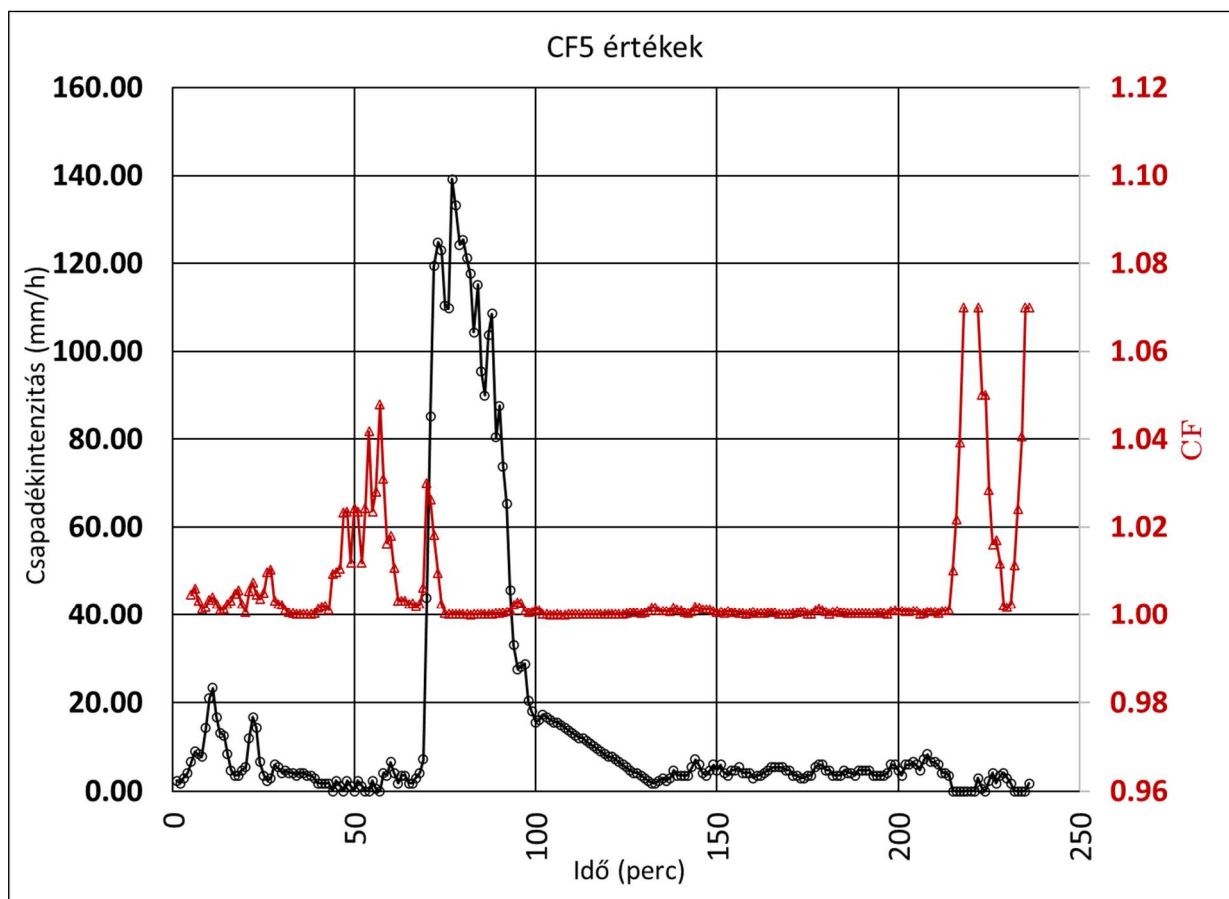
A csapadékhullás sajátossága, hogy alacsony intenzitású időszakban könnyebben előfordulhat a szomszédos intenzitásokban akár számottevően kiugró érték, de akár nulla intenzitás is. A kifejezetten magas intenzitások esetében a még sokkal magasabb érték észlelésére kevesebb az esély, lévén a csapadékhullás felülről korlátos, még ha a felső korlát értékét egzakt módon nem lehet meghatározni.

Az alacsony intenzitású csapadékokkal ugyanakkor óvatosan kell eljárni. Amennyiben a csapadékhullás folyamatos, de a billenőkanál megtöltésére csak több perc elteltével kerül sor, a folyamatos csapadékhullás ellenére több perces nullértékeket és egy-egy átbillenést lehet tapasztalni. Ilyenkor az egyenletes esőzés mellett, vagy ellenére igen magas CF_t értékek adódhatnak. Ez a mérés sajátossága miatt bekövetkező hiba a mérés alsó határa közelében, így az itt adódó CF_t értékeket nem szabad további vizsgálat során figyelembe venni. Az alacsony intenzitású csapadékok esetén csak azokat az eseteket szabad figyelembe venni, ahol a nullértékű perces méréseket követő percben a mérőkanál térfogatának többszörösét mérték (több átbillenés eredménye), ilyen esetben a hirtelen intenzitásnövekedés valószínű (ugyanakkor a fals észlelés esélye az ilyen adatok esetében is elképzelhető, érdemes a mérés körülményeit ezekben az esetekben a megszokottnál jobban elemezni). Előbbiek miatt tehát a CF_t értékek meghatározásából ki kell zárni azokat a t intervallumokat, ahol több nullértékű perc után magában álló, egy

átbillenésnek megfelelő csapadékmennyiség érték következik. Amennyiben egy-egy perc esetén fordul csak elő nulla intenzitás, különösen, ha több átbillenésnek megfelelő csapadékmennyiséget mutató percek előzik meg, illetve követik a szórványos null értékeket, a vázolt veszély ellenére fel lehet használni a perces adatokat a CF_t értékek meghatározása során, az ilyen esetek előfordulása különösen az intenzív csapadékok bevezető szakaszában lehetséges.

A CF_t értékek e jellegzetességeit a 8. ábra mutatja az ötperces mintázási periódus, avagy időablak mellett számolt értékek bemutatásával, amely a Német Meteorológiai Szolgálat (DWD – Deutsche Wetterdienst) szabadon felhasználható csapadékadatainak feldolgozásával készült.

(https://opendata.dwd.de/climate_environment/CDC/observations_germany/climate/1_minute/precipitation/historical/).



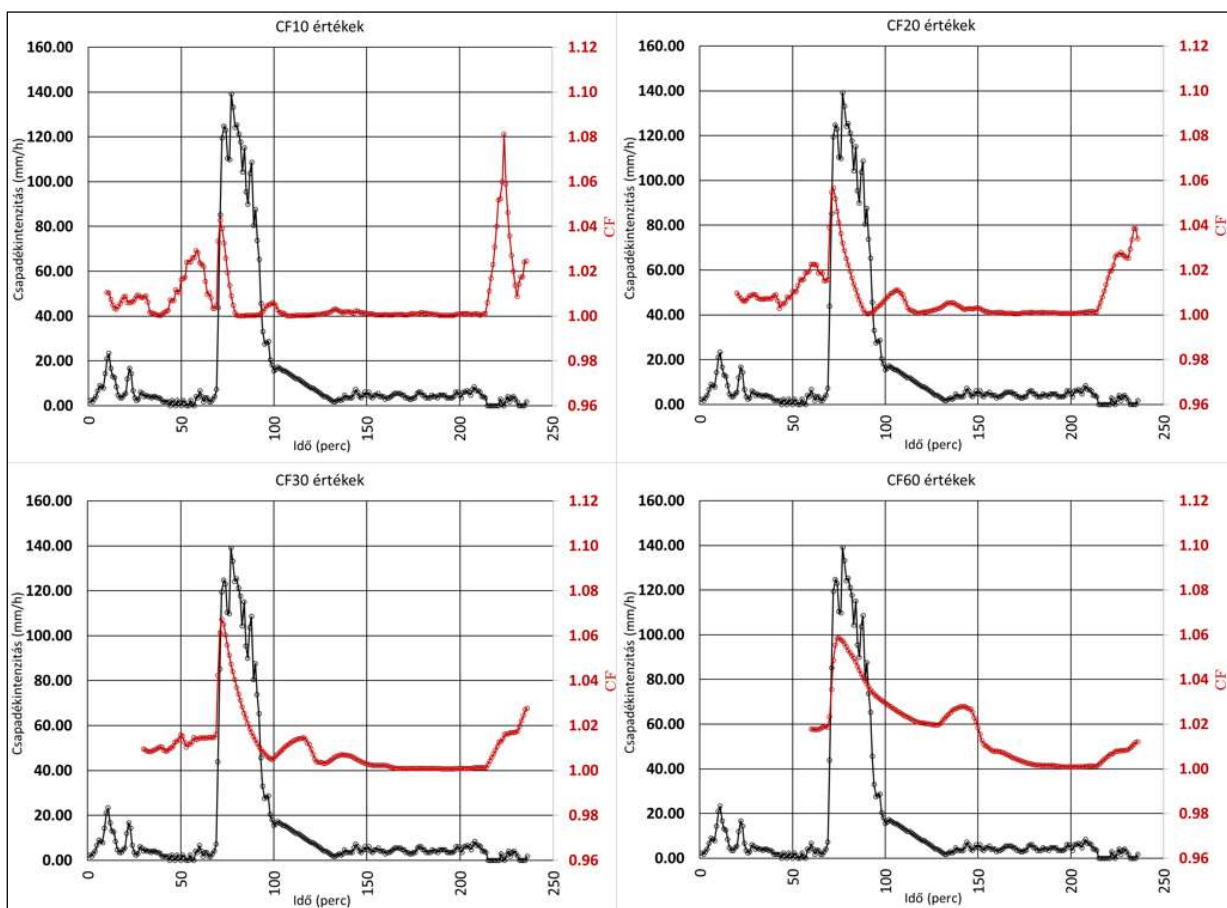
8. ábra: 1 perces mintázási periódusú csapadékintenzitás idősor (folyamatos szürke vonal, a baloldali tengelyre vonatkoztatva), és a CF_5 értékek folyamatos vörös vonal, a jobboldali tengelyre vonatkoztatva) az $n=5$ esetre, mozgó időablakkal számolva. A csapadékintenzitás magas értékei és a CF_5 magas értékei külön tartományban találhatóak.

Az adatsor eső 25 percében a csapadékmérés folyamatos volt, de az intenzitás jelentős mértékben fluktuált. Ennek megfelelően a CF_5 értékek is fluktuációt mutatnak. A csapadék 44-60, valamint a 215-236 perc tartományában a csapadékintenzitás olyan alacsony volt, hogy a mérő kanalát egy perc alatt már nem töltötte meg a lehullott csapadék, és így számos nullértékű perces csapadékösszeg, így nullértékű csapadékintenzitás került az adatok közé. A 44-60 perc közötti időszakban az egymást követő nullértékű mérések száma alacsony, itt alacsony intenzitású csapadékhullás történetelt, a 215-236 perc között viszont hosszabb szünet figyelhető meg. Utóbbi esetben nem tudható, hogy csapadékmentes időszak volt-e, vagy igen alacsony intenzitással hullott az eső, mindenesetre a hosszú szünet miatt volt olyan intervallum, ahol csak egy nullától különböző értékkel lehetett számolni, és a CF_5 érték elérte emiatt a lehetséges maximumát. A 215-

236 perc közötti esetben a magas CF_5 értékeknek tehát inkább csak mérés technikai oka lehetett, így a CF_5 értékekre vonatkozó statisztika készítése során elvetésük indokolt.

A csapadékhullás legintenzívebb időszaka a 70. perc körül kezdődik, ahol a hirtelen igen intenzívvé váló csapadékhullás jelentős kilendülést okozott a CF_5 értékekben is. A csapadékintenzitás legmagasabb értékeinek tartományában, a platón, a CF_5 értékek alacsonyok, és a csapadékhullás csökkenő szakaszán csak kismértékű megemelkedés tapasztalható. A magas intenzitásértékek egymáshoz képest nem térnek el lényegesen, emiatt fluktuációjuk ellenére alacsony CF_5 értékkel jellemezhetők.

Általánosságban, a rövidebb t mérési periódus hosszak esetén az $i_{m,t}$ átlagos intenzitások jobban követik az alap mérési időköz egyedi i_j intenzitásait, és csak akkor mutatnak magas értéket, ha a t időszakon belül különösen jelentős az intenzitások egyenlőtlensége. A rövidebb t idő esetén a lehetséges maximum értéke alacsonyabb, mint a hosszabb t intervallumok esetében, lévén az n érték alacsonyabb. Hosszabb t periódus esetén a megfelelő CF_t értékek kiegyenlítettebbek, és magasabbak lesznek. A hosszabb időszakokra vonatkozó CF_t értékeket a 9. ábra mutatja.



9. ábra. 10-20-30-60 perces időszakokra vonatkozó CF_t adatok. Bal szélén a perces csapadékintenzitás, jobb szélén a CF értékek skálájával

A fenti eredmények alapján tehát a korrekció mértéke a hosszabb t időszak esetén magasabb kell legyen, mint a rövidebb időszak esetén. Ez ugyancsak logikus következménye annak, hogy az átlagérték a mérési periódus növelésével jellemzően távolabb kerül a sűrű észlelés során mért intenzitásoktól, így nagyobb javítást igényel.

A korrekció mértékét a (4.2.12.) képlet kapcsán leírt megfontolásokból következően a b hatványkitevő határozza meg. Minthogy a szakirodalom (LANZA, VUERICH 2010, VUERICH et al. 2009) szerint az ott vizsgált és széles körben használt TBG készülékek esetén a b paraméter értéke kisebb 1,15-nél, a CF_t korrekció lehetséges maximuma egyszerűen meghatározható. Az erre vonatkozó eredményeket az 1. táblázat CF_t legnagyobb lehetséges értékei különféle b értékek esetén, eltérő hosszúságú mintázási időközök mellett mutatja. A korrekció mértéke az ötperces t intervallum esetén 1-2%, a gyakori 10-30 perces mellett 1-3%, míg a 60 perces esetében 2-7 %. Mindezek alapján kijelenthető, hogy a korrekció kifejezetten a hosszabb mérési periódusok esetén lényeges.

1. táblázat CF_t legnagyobb lehetséges értékei különféle b értékek esetén, eltérő hosszúságú mintázási időközök mellett

Mintázási periódus:		5 min	10 min	20 min	30 min	60 min
b korrekciós paraméter	b=1,00	1	1	1	1	1
	b=1,05	1,007	1,009	1,011	1,013	1,021
	b=1,10	1,014	1,019	1,022	1,026	1,044
	b=1,15	1,022	1,029	1,034	1,041	1,07

Mivel az alapkérdés arra a helyzetre vonatkozik, amikor a csapadékmérés T mintázási intervallumában a c_j súlyok ismeretlenek, a CF_t korrekciós faktor értékét becsülni szükséges. A példában az előbbi egyperces csapadékadatok alapján becsültem a CF_t értékét.

A becsülésre a súlyok átlagértékét használtam fel. A CF_t faktorról a korábbiakban megállapítottuk, hogy értéke alulról és felülről is korlátos, továbbá a súlyok az alsó határ környezetében található. Megállapítottuk továbbá azt is, hogy a számításuk során hamis értéket szolgáltathatnak azok az időszakok, amikor a mérő nulla intenzitást mért a mérési alapidőszakban (a bemutatott példában egy percre vonatkoztatva). A CF_t számításához tehát azokat a súlyokat használtuk fel, amelyek folytonos, nem nulla értékű csapadékintenzitás mellett voltak számíthatók. A vizsgált csapadék esetén, elhagyva a 44-60 és 215-236 perc időtartományok adatait, a 2. táblázatban bemutatott CF_t értékekhez jutunk az ismert a és b értékek mellett a 5, 10, 20, 30, 60 perces mintázási időszakok szimulálásával, mintha az Lambrecht 15188 mérővel készültek volna:

2. Táblázat: A minta csapadék CF_t értékeinek átlaga $b=1,042$ műszerparaméter mellett - Lambrecht 15188 műszer (LANZA et al. 2010)

Mintázási periódus	5 min	10 min	20 min	30 min	60 min
CF_t átlag	1,002	1,007	1,007	1,010	1,020

Amint az adatokból látható, a CF_t értékek nagyságrendje miatt a javítás az adott készülékparaméterek figyelembevételével a 10 és 20 peres mintázás esetén 1% körüli, a 30 perces adatok esetében 1% és a 60 percesnél 2%. A Lambrecht 15188 műszer esetében $b=1,042$, így a javítás értéke a mérés egyéb hibáihoz képest elhanyagolható. Amennyiben a műszer a széles körben használt készülékek közül a kisebb pontosságú gyártmányok közül kerül ki, a b paraméter

szélső értéke elérheti az 1,15 értéket. A táblázat adatai ekkor magasabbak lesznek, és a következőképp alakulnak:

3. Táblázat: A minta csapadék CF_t átlaga $b=1,15$ felvett műszerparaméter mellett

Mintázási periódus	5 min	10 min	20 min	30 min	60 min
CF_t átlag	1,007	1,027	1,026	1,038	1,075

Ebben a szélső esetben a javítás az 5 perces mérések esetén 1 % alatti, a 10 és 20 perceseknél 3%, a 30 percesnél 4%, míg a 60 perces esetben 7,5%.

Általánosságban tehát megállapítható, hogy az 5 perces adatok esetében a CF_t átlagával a korrekció mértéke olyan alacsony, hogy az elmaradhat akár a kevésbé pontos berendezések esetén is, míg tényleges korrekciót azokban az esetekben kell végezni, amelyekben a műszer kalibrációs egyenletében a hatványkitevő kb. 1,10 vagy annál magasabb, valamint, ha a mintázás több tíz perces, vagy annál hosszabb periódussal történt.

4.3. A SZIFONOS CSAPADÉKÍRÓK (SRW) MÉRÉSI ADATAINAK KORREKCIÓJA

Az SRW eszközök mérési korrekciójával kapcsolatban folytatott saját kutatásom az általános korrekciós képletre és azok egyes tagjaira vonatkozik. A kutatás - a szifon működésével összefüggő hiba kivételével – általában értelmezhető az FRG technológiával működő műszerekre, minthogy az SRW műszerek is ebbe családba tartoznak. A hibákat a szakirodalmi előzmények alapján vizsgáltam a kialakulásuk és a csapadékintenzitás mérésére gyakorolt hatásuk szempontjából. Tekintettel arra, hogy Magyarországon az úszós csapadékmérők közül az SRW műszerek, ezek közül is a Hellmann-Fuess csapadékirók terjedtek el, az adatkorrekció szükségességét és adott esetben a korrekció módjára tett javaslatokat az SRW műszerekre vonatkoztatva mutatom be.

4.3.1. JAVASLAT AZ SRW MÉRŐK ÁLTALÁNOS KORREKCIÓS KÉPLETÉRE

Az SRW berendezések általános korrekciós képletét a 3.3. fejezetben bemutatott, a Sevruk által a hagyományos csapadékmérőkre fejlesztett, majd később módosított formájú képletéből kiindulva írtam fel.

Mivel az SRW mérők a csapadék gyűjtésének módszerében egyeznek a hagyományos csapadékmérőkkel, a ΔP_1 - ΔP_4 korrekciós tagok, amelyek a (3.3.1.) valamint a (3.3.2.) képletben szerepelnek, továbbra is érvényesek maradnak bizonyos megszorításokkal, illetve megfontolásokkal, amelyek e fejezet további alfejezeteiben kerülnek kifejtésre. A jelen dolgozat tárgyának megfelelően – mely a folyékony csapadék mérési pontosságának vizsgálata és a pontosság javítása – a hó mérésével kapcsolatos problémák vizsgálatára nem kerül sor. Csak említés szintjén; a folyékony halmazállapotú csapadék mérésére alkalmazott gyűjtős rendszerű csapadékmérők, így a TBG és FRG rendszerűek csak a hó megolvasztását követően képesek képet adni a csapadékhullás intenzitásáról. A hóesés mennyiségének és intenzitásának mérésére a gyűjtő rendszerű csapadékmérők közül a súlymérés elvét alkalmazó műszerek alkalmasak leginkább. Az előbbieket miatt így a (3.3.2.) képlet ΔP_5 (a szilárd csapadék -hó - szél általi kifúvása miatt méretlen csapadék) tagja a továbbiakban itt nem kerül értékelésre, illetve vizsgálatra.

A (3.3.2.) képlet ugyanakkor kiegészítésre szorul egy olyan taggal, amely az úszós műszerek műszaki kialakításával kapcsolatos sajátos hibákat foglalja magában, ezt a tagot az alábbi képletben a ΔP_{SRW} változó jelöli. Az eddig említett és a 3.3. fejezetben (a $\pm \Delta P_r$ -el kapcsolatban leírt megfontolások szerint az SRW berendezésekhez alkalmazható, módosított általános korrekciós képlet a következő formában írható:

$$P_k = kP_c = k(P_g + \Delta P_1 + \Delta P_2 + \Delta P_3 \pm \Delta P_4 - \Delta P_{SRW} \pm \Delta P_r) \quad (4.3.1.)$$

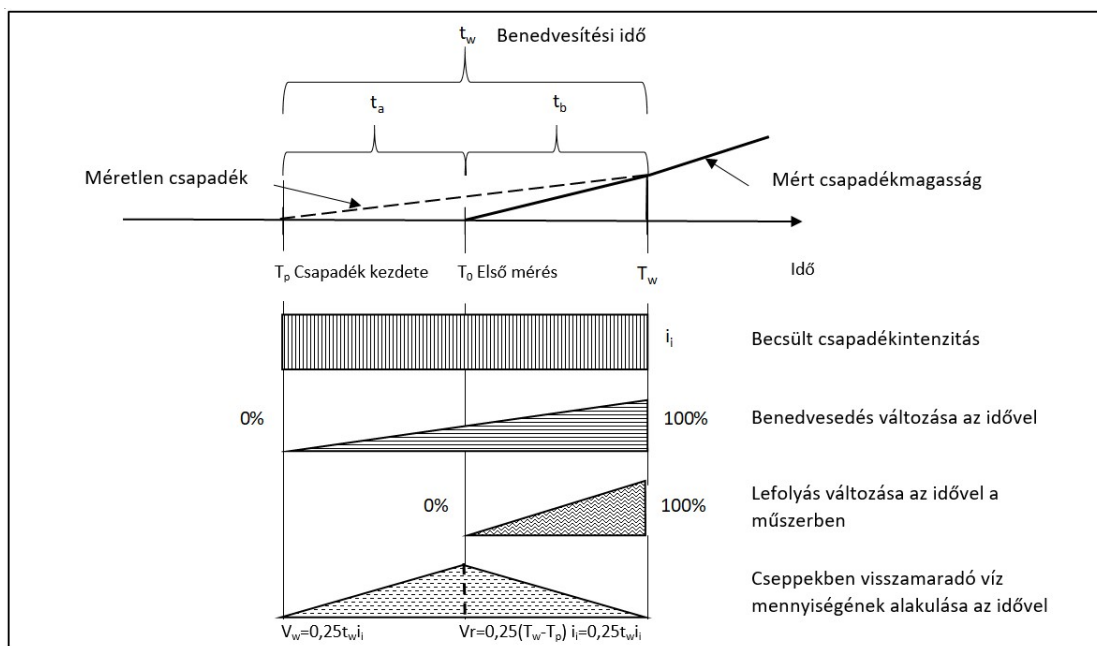
4.3.2. ΔP_1 – A MÉRŐ BENEDVESÍTÉSE MIATT KIALAKULÓ VESZTESÉG

A ΔP_1 olyan gyűjtési jellegű hiba, amelynek eredményeképp a csapadékvíz egy része el sem jut a mérőtartályáig. A benedvesítési veszteséget elsősorban a mérő anyagának adhezív tulajdonsága okozza, amely miatt a vízcseppek a száraz felületen a felületi feszültség miatt nem tudnak a műszer mérésre kialakított részébe eljutni. E veszteséghez sorolható másodsorban az a veszteség is, amely meleg időszakban a felületre kerülő vízcseppek elpárolgásával keletkezik. Az elpárolgás különösen akkor számottevő, ha a gyűjtő – jellemzően – fém felületei a környezetnél melegebbek. A párolgásnak addig van szerepe, amíg a folyamatos lefolyás nem alakul ki a gyűjtő felületén, mivel a legördülő cseppek hamar a mérő belsejébe kerülnek és párolgásuk már nem befolyásolja a mérés pontosságát. Ahogy több csepp jut be a mérőbe, a nedvesítés hatására a fémfelület adhéziós kapacitása „kimerül”, valamint a gyűjtőfelület lehűlésével a párolgás mértéke is lecsökken, így egyre több csepp képes a mérőtartályba eljutni. Mennél meredekebb a felület, annál

hamarabb alakul ki a lefolyás a mérőben és annál kisebb a benedvesítési veszteség. A veszteség anyagfüggő, a mérő belső felületeinek minőségétől („milyenségétől”) függ, így azt a felület molekuláris jellemzői, a felületet képező anyag kora, a felület egyenetlensége és szennyezettsége stb. befolyásolja. Ez módosítható bevonatok alkalmazásával, ekkor a bevonat anyagának minőségétől függ a benedvesítés folyamata. A benedvesítés (folyamatosan hulló) csapadék esetén egyszer következik be; ha a mérő felszíne nedvessé vált, a veszteség nem alakul ki újra mindaddig, amíg a felület fel nem szárad. Mivel a csapadékinzintás mérése az SRW berendezésekben ismétlődő csapadékmennyiség mérésen alapul, csak a csapadékesemény kapcsán kialakuló első szifonürítési periódusban alakul ki a veszteség. Amennyiben további leürítésre kerül sor, ez a veszteség többet nem jelentkezik a csapadék során.

A veszteség korrekciójának meghatározásához a benedvesedési folyamatot az alábbi egyszerűsítések, megfontolások figyelembevételével modelleztem, és a folyamatot a 10. ábrán illusztrálom:

- A benedvesedés két szakaszban történik.
- A 10. ábrán alkalmazott jelölések:
 - T_p - az eső feltételezett kezdeti pillanata, amely nem ismert,
 - T_0 - a mérés kezdete, amikor a műszer először rögzít csapadékot,
 - T_w – benedvesítés vége,
 - $t_a = T_0 - T_p$ az az időszak, amíg a műszer nem regisztrál az eső kezdetét követően,
 - $t_b = T_w - T_0$ az az időszak, amikor már gyűlik csapadék a mérőedénybe, de még tart a benedvesedés is,
- A mérőben a lefolyás csak egy bizonyos t_a időtartam elteltével kezdődik meg, ezen időszak alatt nem jut csapadék az SRW tartályába.
- A t_b szakasz végéig, azaz a benedvesedés végéig a csapadék egyre nagyobb része folyik a mérőtartályba.
- A benedvesítés folyamatát időben lineárisnak tételezzük fel.
- A t_a és t_b szakaszok időtartama a csapadék intenzitásától függ; alacsony intenzitás esetén ez néhány perc, míg intenzív csapadékhullás esetén gyorsabban (egy percen belül) bekövetkezik.
- A csapadékinzintást a benedvesítési szakaszban állandónak, az első mért (pontosabban számított) értékkel azonosnak tételezzük fel.
- A t_a és t_b időket egyenlőnek tételezzük fel; a t_a végén indul meg a lefolyás, amikor feltételezés szerint a benedvesítés 50% körüli, emiatt az állandó csapadékinzintás feltételezésével ugyanilyen időtartam szükséges a teljes nedvesítés eléréséhez.



10. ábra: A benedvesítési veszteség számításának értelmezése

A fenti előfeltevések alapján rövid számolást követően a 4. táblázat tartalmazza az eredmények összefoglalását. Az első három oszlop tartalmazza a csapadékintenzitás értékét a szokásos mértékegységeivel kifejezve. A negyedik oszlopban a teljes becsült benedvesítési veszteség található, amelyet 0,5 mm értékkel vettem fel. Ennek oka az, hogy a napi leolvasású csapadékmérők esetén a gyakorlatban a nemzeti meteorológiai szolgálatok gyakorlata szerint a javítás mértéke 0,1-0,3 mm az elkülöníthető csapadékok esetén. A csapadékmérők belső felülete a bonyolultabb kialakításuk miatt nagyobb, mint a hagyományos csapadékmérőké, ezért választottam magasabb veszteség értéket. Az ötödik oszlop tartalmazza a fenti megfontolások alapján a benedvesítéshez szükséges időt, a csapadékintenzitás figyelembevételével.

4. Táblázat Benedvesítési veszteségek becslése különféle csapadékintenzitások esetén

Kezdeti intenzitás			Teljes nedvesítési veszteség mm	Benedvesítés időtartama min
mm/min	mm/h	l/s.ha		
0,01	0,60	1,67	0,50	100,00
0,05	3,00	8,33	0,50	20,00
0,10	6,00	16,67	0,50	10,00
0,50	30,00	83,34	0,50	2,00
1,00	60,00	166,67	0,50	1,00

Az ötödik oszlop eredményei alapján látható, hogy a kis intenzitású, csendes eső (kb. $i < 0,10$ mm/min alkalmával igen sok idő telik el, mire a mérőben a teljes benedvesedés kialakul és a mérés megkezdődhet. A kisebb intenzitású csapadékesemények esetén a benedvesítési idő olyan hosszú lehet, hogy a csapadék lényegében méretlen maradhat. Létezik egy küszöbérték, ahol az intenzitás olyan alacsony, hogy a párolgás mértéke a benedvesítéssel egyensúlyban van. Utóbbi tényező igen meleg, és/vagy szeles, valamint alacsony légnedvességgel járó időjárás esetén fordulhat elő.

A benedvesítési veszteségen belül külön kérdés a felmelegedett csapadékmérőre hulló csapadék párolgása. Ennek mértékével kapcsolatban szakirodalmi becslést a hagyományos csapadékmérőkre vonatkozóan nem találtam. A napsütésnek kitett fémfelületek a besugárzás miatt jelentősen felforrósodhatnak. A fémlemez a környezeténél akár még felhős időben is melegebb (COLE, PATERSON 2006). Amennyiben ilyen felületre hull a hűvösebb csapadék, akkor a fém lehűléséig a csapadék egy része elpárologhat.

A csapadékmérők tölcserét vékony acél vagy alumínium ötvözetből készítik, így tömegük kicsi, és ha felmelegednek is, hőmennyiségüket emiatt (és a nagy felületük miatt is) könnyen elveszítik. A csapadékmérő tölcserének hőmérsékletét a szél és a közvetlen napsütés befolyásolja. A tölcser napsütötte fémfelületén a hőmérséklet még szélcsendben sem éri el a víz forráspontját, így a vízcsepp a felületen folyékony állapotban kerül szét, és ott felmelegedve elpárolog. Tétélezzük fel, hogy a hővesztés csak a csepp lehűlése során következik be. A lemez hőmennyiségének lecsökkenése ekkor a csepp felmelegítésével történik meg. A cseppet a párolgás ugyancsak hűti.

A párolgás lehetséges felső korlátja egy egyszerűsített esetre végezhető számítással megbecsülhető. A becsléshez feltételezem, hogy a páratelítettség nem befolyásolja a párolgást. Azt tétéleztem fel továbbá, hogy a gyűjtőfelület teljes hővesztése a párolgást szolgálja. Ez a valóságban nem így van, hiszen a levegő is hűti a felületet, valamint az el nem párolgó víz felmelegedése is csökkenti a fémlemez hőmennyiségét. Tehát a feltételezett esetben – egy $0,078$ m², 1 mm vastag felületű lemezből kialakított tölcser figyelembevételével – a tölcser 70 Celsius fokról 20 fokra történő lehűtéséhez acél esetén 0,3 mm, alumínium esetén 0,2 mm csapadéknak megfelelő víz elpárologtatása lenne szükséges. Hangsúlyozni szükséges, hogy ez a párolgás egy feltételezett szélsőséges állapotban következne be; a valóságban a párolgás mértéke 0 mm (éjszakai eső, hűvös idő, borult idő) és kb. 0,1 mm között lehet, minthogy a párolgáshoz szükséges időtartam alatt az amúgy el nem párolgó víz felmelegedése is hűti a tölcseret.

A vonatkozó hozzávetőleges számítást a dolgozathoz mellékelem (V. Melléklet).

A csapadékmérés természetes körülményei során rendszerint felhős az idő, az esőcseppek lehűtik a levegőt, fúj a szél, esetleg éjszaka lévén a Nap sem süt, így a fém tölcser hamar a környezeti léghőmérséklet közelébe hűl, ha egyáltalán melegebb volt annál.

Összefoglalva a benedvesítéssel kapcsolatos megfontolásokat, a 4. táblázatban feltüntetett eredmények azt mutatják, hogy a benedvesítés miatti veszteség a mérnöki gyakorlatban érdeklődésre számot tartó csúcsintenzitások szempontjából elhanyagolható.

A benedvesítési veszteségnek csak a csapadék mennyiségének rögzítése szempontjából van jelentősége, hasonlóan a hagyományos csapadékmérőkhöz.

4.3.3. ΔP_2 – A NEM MÉRT, VISSZAMARADT CSEPPEK HATÁSA A MÉRŐSZERKEZETBEN

A ΔP_2 egy olyan mérési jellegű hiba, amely a mérőtartályban összegyűjtött víz térfogatának meghatározásakor alakul ki. Amikor egy edényből a víz kiürül, az edény falán és a vízbe érő tárgyakon az adhézió miatt vízcseppek maradnak vissza. A száraz alapállapotú mérő esetén ez azt jelenti, hogy a mérőt a visszamaradt vízmennyiséggel kevesebb víztérfogat is meg tudja tölteni,

így mérési hibához vezetnek. A mérő minden leürítéskor tehát valamennyi víz visszamarad a mérőhengerben, és emiatt később már kevesebb víz is megtölti a mérő névleges térfogatát. A hiba akkor jelentkezik, ha két csapadékesemény között a mérőegység belső felülete ki tud száradni. Amennyiben nincs leürítés mert a csapadék kisebb volt a leürítéshez tartozó térfogatnál, a hiba nem jelentkezik. Hatása akkor van, ha a mérő tartálya a hosszabb csapadékesemény kezdetekor üres, vagy nagyon alacsonyan áll benne víz, és nem volt idő a műszer falán visszamaradó cseppek elpárolgására. A mérés során a visszamaradó cseppek miatt hamarabb telik meg a mérőedény, és így kisebb térfogat mellett méri le a névleges mennyiséget, azaz felülmérés alakul ki.

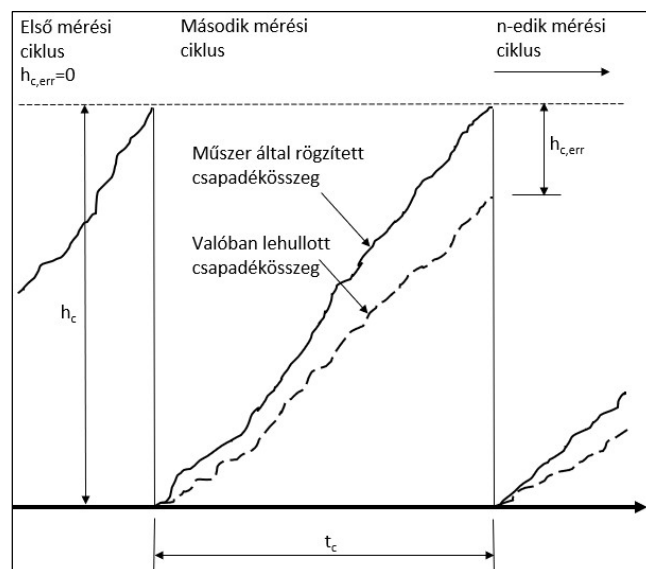
A műszerben maradó vízcseppeken felül további kisebb vízmennyiség maradhat még a mérőhengerben. A szifon folytonos vízszál fennmaradása mellett működik. A leürítés során a vízszál megszakad és a szifon magaspontjától a víz visszaürül a műszer mérőtartályába. A szifon magaspontjától a gyűjtőtartály felé vezető csőszakaszban lévő víz a gyűjtőtartályba kerül.

A szifoncső mérőhengerből induló szelvénye alatti víz sem tud maradéktalanul eltávozni a vízszál megszakadása miatt. Ez csak először jelent veszteséget, mert ez soha nem tud szifonon keresztül leürülni. A későbbiek során csak akkora része jelent veszteséget, amennyi elpárolgott belőle és újból meg kell töltenie a szifoncső induló szintjéig. Adott esetben elpárolgathat a víz a mérőből, de ez igen ritkán következhet be. Összességében: víz marad vissza minden szifonhasználat után, amely a mérést befolyásolhatja, mégpedig az intenzitás kismértékű felülmérése irányában, amennyiben a visszafolyást a műszer szerkesztése során nem vették figyelembe.

Nem áll rendelkezésre olyan adat, amely alapján a csapadékirókat a ΔP_2 , visszamaradt víz tekintetében jellemezni lehetne, az egyes mérők ilyen hibáinak kiszűrésére további vizsgálatok szükségesek. A veszteség becslésére a hagyományos mérőkre vonatkozó tapasztalati értékekből lehet kiindulni (SEVRUK 1982). Sevruk a hagyományos mérő gyűjtőedényében az ürítéskor visszamaradt vízmennyiség becslésére 0,04-0,10 mm csapadékösszegnek megfelelő érték figyelembevételét javasolta, minden egyes leürítés (mérés) esetén. A csapadékirók esetében a gyűjtőedénynek a mérő felel meg, amelyben a veszteség szintén a leürítések során következik be. A leürítési vízmennyiség a mérő sajátja, és naponta a lehullott csapadék és az egy mérési periódushoz tartozó csapadékösszeg hányadosának felel meg. Magyarországi viszonylatban a csapadékos napok száma 120 körül alakul, amelyből a 10 mm-t meghaladó csapadékok átlagosan 15 nap körül alakulnak, a 20 mm-t átlagosan 5, a 30 mm-t pedig 2 alkalommal haladja meg (RÁCZ 2018). Az adatok azt mutatják, hogy az egyes csapadékokra vonatkozó hiba bekövetkezése igen alacsony, az esetek többségében a mérő leürítésére sem kerül sor az egyes csapadékhullás alkalmával. A legintenzívebb csapadékok esetén jellemzően legfeljebb 10 ürítésre kerül sor (közelítőleg 1% meghaladási valószínűségű napi csapadékösszeg egy csapadékeseményben történő lehullása mellett). A hiba az esetek többségében 0,04-0,10 mm körüli csapadékmennyiséget jelenthet, amely 10 mm csapadékmennyiségre vetítve 0,4-1% közé esik, és a csapadékintenzitást is ebben a nagyságrendben torzítja. A torzító hatás akkor nagyobb, ha

- a mérőtartályban relatív alacsony vízszint áll a csapadékmérés megindulása idején és legalább egy leürítésre sor kerül,
- a mérőtartály belső felülete szárazzá tudott válni a korábban mért eső óta.

A csapadékmagasság hatása az intenzitásmérésre a mért csapadék intenzitásának függvényében változik. A mérőhenger térfogata állandó, így a mért csapadékmagasság (a hibával együtt) minden esetben ugyanannyi, viszont hevesebb intenzitás esetén rövidebb idő alatt töltődik meg a henger – történik meg a téves mérés –, így az intenzitás abszolút értéke magasabb lesz. A 11. ábra mutatja a hiba jellegét egy száraz ciklust követő eső, illetve leürítések alkalmával.



11. ábra: A visszamaradó vízmennyiség (cseppek és mérőhengerben maradó víz) hatása az SRW berendezés csapadék regisztrátumára; az első leürítési ciklus száraz periódus után a hibától mentes, a további ciklusokban a csapadék végéig $h_{c,err}$ hiba kerül a regisztrátumba

A hiba pontos kimérésére laboratóriumi vizsgálat szükséges, a használatos csapadékmérők típusaira. Az ugyanakkor megállapítható, hogy a csapadékkéntzésben várhatóan legfeljebb 1-2% nagyságrendű hibát okozhat a mérőben visszamaradó víz.

4.3.4. ΔP_3 – PÁROLGÁSI VESZTESÉGBŐL KELETKEZŐ HIBA

A ΔP_3 mérési jellegű hiba, amely a csapadékvíz mérőhengerből való elpárolgása miatt bekövetkező veszteséget tartalmazza. Ez a hiba a hagyományos csapadékmérők esetén hibát eredményez, mivel az ott alkalmazott mérőhenger alapján a párolgási veszteség kimutathatatlan. A csapadékmérők esetén ugyanakkor a vízszint folyamatos rögzítésére sor kerül, így a vízszint párolgás miatti csökkenése észlelhető és kiküszöbölhető. A párolgási javítására a regisztrációs szalag alapján van lehetőség. Ez a korrekció viszont csak a csapadék mennyiségét érinti. A ΔP_3 hiba, illetve korrekció a csapadék intenzitásának mérését nem befolyásolja, mivel a csapadékkéntzést a csapadékkal érintett időszak adatai alapján határozzák meg, tehát akkor, amikor a csapadékmérőn növekmény látható.

4.3.5. ΔP_4 – A CSAPADÉKVÍZ FRÖCCSENÉSÉBŐL KELETKEZŐ HIBA

A hagyományos mérők esetében a ΔP_4 hiba két jelenséget takar. Az elsőben a mérőbe becsapódó esőcseppek visszaverődő részei a tölcseren kívülre kerülnek, így a mért csapadékmennyiség csökken. A másodikban a külső környezetből a csapadékmérőbe befröccsenő csapadék többletként jelentkezik a mérésben. A hiba becsült mértéke a hagyományos mérőknél 1-2% (SEVRUK 1982). A hiba mértéke nagyban függ az esőcsepp energiájától, amely a csepp méretével és sebességével nő, így ez a hiba leginkább a nagyobb cseppekben hulló záporok, zivatarok idején lehet különösen jelentős. A meghatározást nehezíti, hogy a cseppek becsapódásuk során kisebb cseppekre esnek szét, így a csapadékokra jellemző cseppspektrumtól eltérő statisztikájuk lesz. Az apróbb cseppek gyengébb szél esetén is könnyen mobilizálódhatnak és a tölcseren kívülre kerülhetnek. A hiba vizsgálata tehát a csapadékkéntzéstől összefüggésbe hozható a szél hatásával is. A tapasztalatok szerint, a hagyományos hengeres mérők esetében a befröccsenést a felszínről felfröccsenő víz okozza, így ez ellen a mérő kellő magasságban, vagy a referenciamérésre

alkalmazott módon történő elhelyezése nyújt védelmet, a kifröccsenést pedig a mérő tölcserének megfelelő mélységével és lejtésével akadályozható.

A szakirodalomban az SRW műszerekre a ΔP_4 hiba mértékére vonatkozóan nem találtam adatot. A hiba mértékének meghatározása elsősorban egyedi mérésekkel, esetleg numerikus modellezéssel történhet. A csapadékintenzitás mérése szempontjából ugyanakkor a ΔP_4 hiba nem jelentős, mivel várhatóan a hagyományos csapadékmérőknél tapasztalt hibához (SEVRUK 1982) hasonló mértékű, átlagosan 1-2% lehet. A hiba legnagyobb értékéről és annak előfordulásáról statisztikai vizsgálat adhat pontos képet. Ennek során az intenzív csapadék és szeles időjárás közös előfordulásának mérése, elemzése és a műszerek laboratóriumi vizsgálata szükséges.

4.3.6. ΔP_{SRW} – AZ SRW BERENDEZÉSEK TECHNIKAI JELLEGŰ HIBAFORRÁSAI

A ΔP_{SRW} a műszer mechanikai kialakításából és a mérés folyamatának technikai megoldásaiból eredő hibákat tartalmazza. Az e körbe tartozó hibák egy része a műszer beállítására vezethető vissza, mint pl. a regisztráló henger megfelelő sebessége, a regisztráló toll mechanikájának megfelelő működése stb. Ugyancsak ebbe a hiba típusba tartozik az SRW mérők mérés közbeni leürítése során regisztrálatlanul átfolyó csapadék miatt bekövetkező hiba. E hiba javítására laboratóriumi mérések és elméleti levezetés alapján megoldást adott Luyckx és Berlamont (LUYCKX, BERLAMONT 2002). A dolgozatom 4.5. fejezete a Luyckx és Berlamont eredményei alapján fejlesztett, a feldolgozott csapadékadatok korrekciójára vonatkozó eljárással foglalkozik, amely ugyancsak a ΔP_{SRW} hiba utólagos javítása.

4.4. SZÉLSEBESSÉG-MEZŐ TORZULÁSÁNAK VIZSGÁLATA A HELLMANN RENDSZERŰ CSAPADÉKMÉRŐ BERENDEZÉSEK KÖRÜL

A szélesebbesség-mező torzulásának modellezését a 3.4. fejezetben bemutatott elméleti alapoknak megfelelően végeztem el.

Paraméterek értéke

Az 3.4. fejezetben bemutatott egyenletek megoldásához az alkalmazott SimFlow4.0 szoftverben beállított paraméterek a következők voltak:

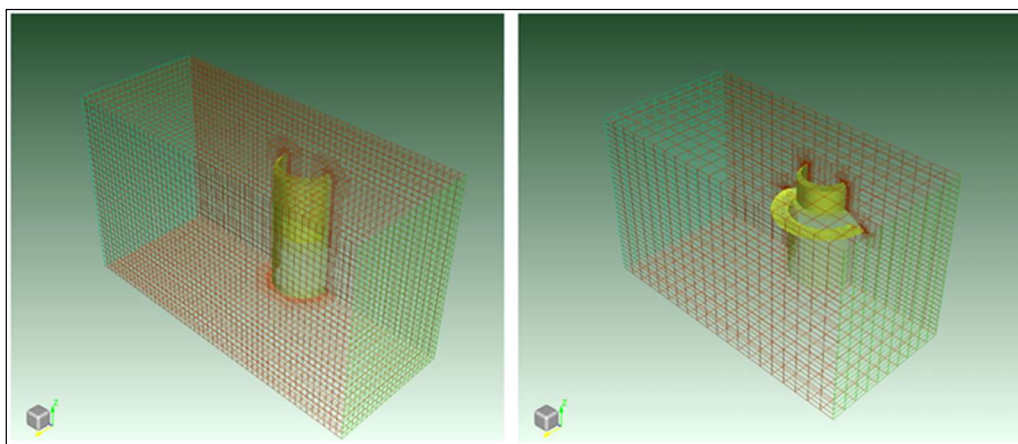
$$C_{\mu}=0,09, C_{\mu}=1,44, C_{\mu}=1,92$$
$$\sigma_k=1, \sigma_{\epsilon}=1,3$$

Geometriai adatok

A modellben alkalmazott áramlási teret (12. ábra) oly módon határoltam le, hogy kihasználjam a szerkezet széliránnyal (x -irány) párhuzamos függőleges főmetszetére (y normálisú, x - z síkjában, továbbiakban röviden főmetszet) vett szimmetriát. A csapadékmérők szélárnyékoló térrészében az áramvonalak leválása során kialakuló örvénylelés (Kármán-féle örvénysor) a csapadékmérő feletti, a vizsgálat szempontjából lényeges térrészre gyakorlatilag nem hat, így ott az állandó szélesebbesség mellett állandósultnak tekinthető sebességmező kialakulása várható. Az örvénysor kialakulásával érintett szél alatti oldalon a Kármán-féle örvénysor miatt bonyolult, pontbeli időátlagban számolva periodikusan változó áramlás jön létre. Az örvénysor jellegét lényegesen befolyásolja a mérők méretének különbsége, és a kiálló szerkezeti elemek miatt kialakuló leválási áramvonalak. A modellezett áramlási teret a mérők széllel párhuzamos fősíkjára merőlegesen 0,40 m illetve 0,50 m szélességben, összesen 0,60 m magassággal, a mérő tölcserének pereme felett 0,18 m, illetve 0,20 m magas szabad áramlási térrel, széllel párhuzamosan 1 m hosszban vizsgáltam. Az áramlási tér szélességét (y irányban) úgy vettem fel, hogy a szimmetria síkkal párhuzamos, a vizsgált térrészt lehatároló sík mentén már elhanyagolhatók legyenek a nem főirányú sebességkomponensek. Ez indokolja azt, hogy az A típusú mérőhöz képest a B esetben szélesebb lett a vizsgálandó áramlási tér, minthogy a B mérő alsó részének átmérője nagyobb. A nagyobb áramlási tér révén a gallér miatt az áramlási tér határoló felületein a főirányra merőleges (y és z irányú) sebességkomponensek már elhanyagolhatók. A kellően hosszúra választott áramlási tér tette lehetővé azt is, hogy itt e sík mentén csak főáramlás (x) irányú (zavartalan szélirányú) határfeltételt adhassak meg. A SimFlow4.0 szoftverhez a hozzáférés limitált jellege miatt csak behatárolt számú számítási csomópontot vehettem fel, ezért az eredmények alapján csak kvantitatív jellegű megállapításokat tehettem. A számításba bevont terület diszkrétizációs vázát a 12. ábrán mutatom be. A csomópontok lehetséges számának limitált volta és a két mérő geometriájának összetettsége (a B mérő alakja lényegesen bonyolultabb) miatt a műszer az éleket alkalmas módon követő, megfelelő leírásához eltérő számú csomópont volt szükséges. A szoftver automatikus rácsháló generátora a peremek mentén a pontokat besűríti a számítási pontosság javítása érdekében (magában a modellben és a modell körüli áramlási térben egyaránt), ez is növelte a B esetben a műszer modelljéhez felhasznált rácspontok számát. Az előbbieket miatt a két modellben az áramlási teret - szükségből - némileg eltérő diszkrétizálással lehetett modellezni. A modell térbeli felbontása így az A esetben $\Delta x = 0,02 \text{ m}$, $\Delta y = 0,02 \text{ m}$, $\Delta z = 0,02 \text{ m}$ volt, míg a B modellnél $\Delta x = 0,05 \text{ m}$, $\Delta y = 0,05 \text{ m}$, $\Delta z = 0,02 \text{ m}$ lett.

Határfeltételi adatok:

Az áramló közeg fizikai paraméterei a modellben a következők voltak: ideális gáz állapot, 29 g/mol moláris tömeggel, amelynek dinamikai viszkozitása $1,82 \cdot 10^{-5}$ Pa.s, a Prandtl szám értéke 0,713 (a SimFlow4.0 programban alkalmazott, ideális gáz állapotú levegőre vonatkozó paraméterek szerint). A modellel egyetlen permanens sebesség vizsgálatára került sor, amelynél az x normálisú y - z síkban az állandó (határfeltételi) sebesség $U_x=10$ m/s és $U_y=U_z=0$ m/s volt. A főiránnyal párhuzamos vízszintes és függőleges határfelületek áthatolhatatlannak, a kilépő szelvényt pedig áthatolhatónak határoztam meg. A mérő felületét „no-slip”, azaz súrlódásos jellegűnek határoztam meg.

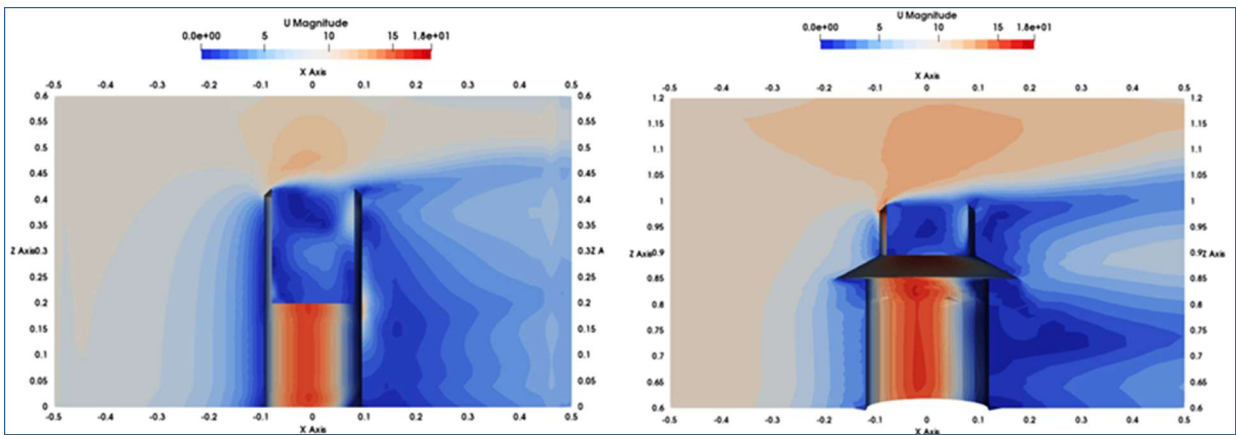


12. ábra. Modellezett szimmetrikus áramlási tér a két vizsgált csapadékmérő test körül (A és B alak)

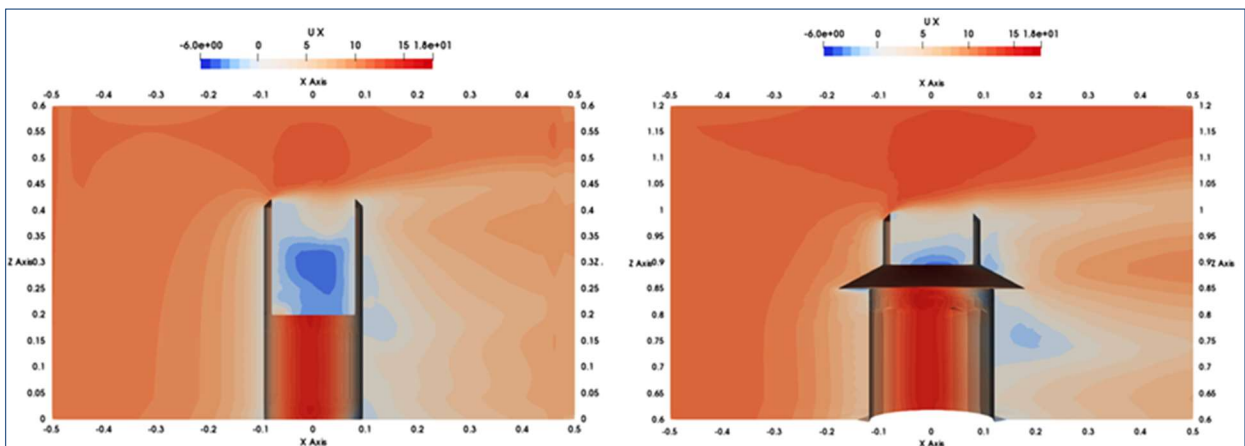
Az eredmények, és azok értékelése

A modellvizsgálat eredményeit sebességeloszlás ábrákkal mutatom be a modell főmetszetében, tehát a szélesebbel párhuzamosan, valamint a mérő peremének vízszintes síkjában (lásd a 13. 14.,15.,16. és 17. ábrákat). (Az ábrák értelmezéséhez: a főmetszetben vett sebességeloszlás ábránál a mérő belsejében, a tölcser alatt látható színezés a hengeres határfelületen értelmezett sebességre vonatkozik, az tehát nem a főmetszetben van.) Az abszolút sebességeket bemutató 13. ábra esetében kék és vörös árnyalatok – a mennyiség skálár jellege miatt – csak pozitív értékeket jeleznek. A többi ábra esetében a sebesség irányultsággal is rendelkezik, a vörösek pozitív, a kék tónusok negatív értékeket jelölnek, a képekhez rendelt skála szerint. A sebességek m/s-ban és a geometriai méretek m-ben értendők az ábrákon.

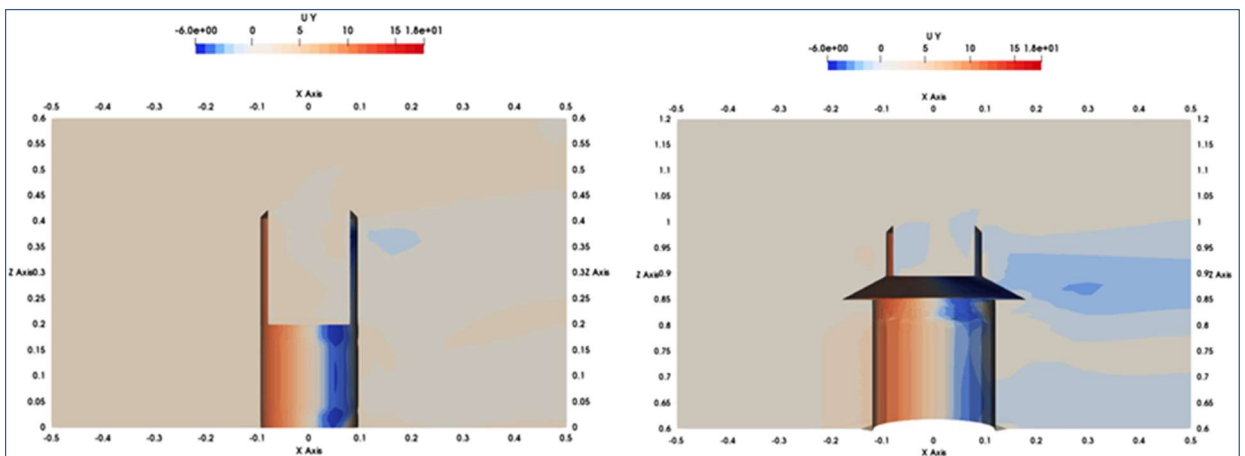
A 13. és 14. ábra alapján a mérők pereme feletti térrészben az $abs(U)$ (vagy $|U|$) abszolút sebesség és U_x vízszintes sebesség-eloszlások között különbség figyelhető meg. A B mérő esetében a sebességnövekedés kiterjedtebb mezőt érint a mérő felett, nagyobb sebességnövekmény mellett. A B készülék esetében a szélesebb növekedése, az erőteljesebb x irányú sebesség jól látszik a 14. ábrán. Ez arra utal, hogy a B készülék esetében könnyebben elsodorhatja a szél az esőcseppeket a mérő tölcseré felett, mint az A mérő esetében. Szélcsendes időben, „normál” körülmények között a vízcseppek döntően z -irányú mozgást végeznek, a műszertest által befolyásolt esetben a szél részben „magával ragadja” „elfújja” a cseppeket, a lefelé eső cseppek sebességvektorának számottevő x -irányú vetülete is lesz, ami azt eredményezi, hogy az ilyen cseppek nem biztos, hogy a műszer tölcserébe hullanak. Mindez a B mérő esetében a csapadékmérésben további alulmérést eredményez az A mérő esetéhez képest.



13. ábra. Abszolút sebesség eloszlás a modell főmetszetében, a szélesebbel párhuzamosan az A típusú (balra) és B típusú (jobbra, SRW) Hellmann csapadékmérők körül. (Sebességek: m/s, méretek: m)



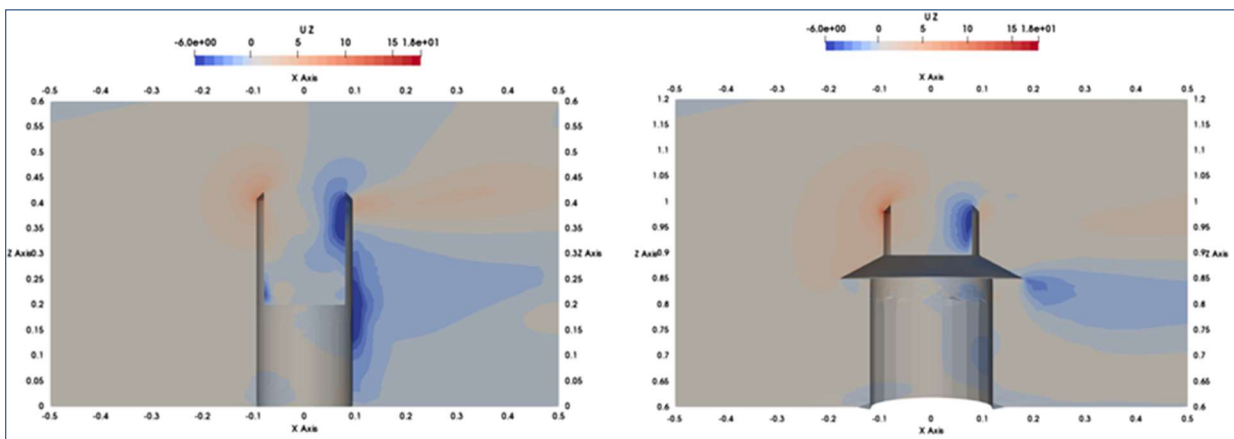
14. ábra. Vízszintes (U_x) hosszirányú sebességek eloszlása a főmetszetben, az A típusú (balra) és B típusú (jobbra, SRW) Hellmann csapadékmérők esetében. (Pozitív irány: balról jobbra, Sebességek: m/s, méretek: m)



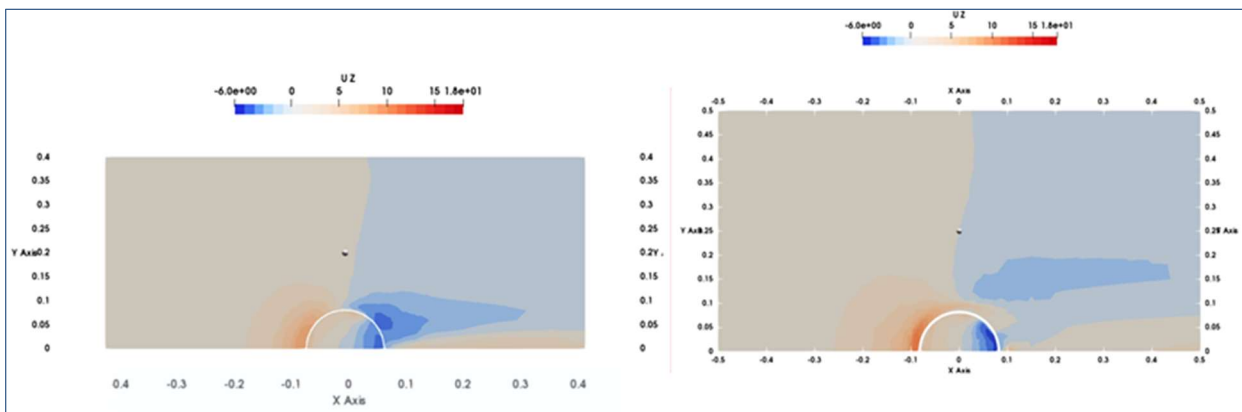
15. ábra. Főmetszetre merőleges irányú (U_y) sebességek eloszlása a főmetszetben, az A típusú (balra) és B típusú (jobbra) Hellmann csapadékmérők esetében. (Pozitív irány: a főmetszettől távolodó, Sebességek: m/s, méretek: m)

Az U_y keresztirányú sebességmező esetében (15. ábra) is láthatók különbségek a két mérőtípus között, ugyanakkor ennek a sebességkomponensnek kisebb a hatása a csapadék gyűjtésre (a cseppek műszerbe esésére).

Jelentősebb különbség van a két műszertípus körül kialakuló U_z függőleges sebesség-komponens eloszlások között (16. ábra). A szél alatti oldalon mindkét típusnál vannak lefelé irányuló áramlások, azaz negatív U_z sebességek. Az A típusú műszernél x - z síkban a függőleges irányú áramlásokkal érintett terület kiterjedtebb és a sebességek itt nagyobbak, mint a B műszernél. A legnagyobb negatív, lefelé irányuló áramlások az A típusú műszer szélárnyékos oldalán láthatók, a B típus gallér szél alatti élénél számított sebességek ennél kisebbek, a gallér hatása itt kedvező. A mérő pereme feletti térrészben az A esetben a tölcser felett kiterjedtebb lefelé irányuló sebességek láthatók (kék árnyalat), amelyek a cseppek tölcserbe jutását segíthetik. Ilyen zóna a B esetben alig észlelhető. Ez arra utal, hogy a B esetben az esőcseppek a szél hatására hajlamosabbak elkerülni a mérő tölcserét. Az eredmények alapján arra lehet következtetni, hogy a tölcser felső síkjához közel kialakított ferde perem kedvezőtlenebb áramlási viszonyokat teremt a mérő feletti térrészben, és rontja a cseppek mérőbe jutásának esélyét.



16. ábra. Függőleges (U_z) sebességek eloszlása a főmetszetben, az A típusú (balra) és B típusú (jobbra, SRW) Hellmann csapadékmérők esetében. (Pozitív irány: felfelé, Sebességek: m/s, méretek: m)



17. ábra. Függőleges (U_z) sebességkomponensek eloszlása a csapadékmérők peremének síkjában, az A típusú (balra) és B típusú (jobbra) Hellmann csapadékmérők esetében. (Pozitív irány: felfelé, Sebességek: m/s, méretek: m)

A mérő peremének síkjában felvett x - y irányítottágú sík esetében is szembeötlő a különbség a két műszer körül kialakuló áramképben (17. ábra). A feláramlási zóna a mérő külső felülete mellett erőteljesebb, hosszabb, míg a hagyományos mérő esetében 90 fokig mutatkozik, a csapadékirónál

150 fok szögig látható. A mérő belső részében a fel- és leáramlással jellemezhető területek hasonló kiterjedésűek, de a B mérő esetében a leáramlás koncentráltabb.

Felvethető a kérdés, hogy nagyobb szélesség esetén a modellszámítás eredménye miként módosul. Ezt a kérdést nem vizsgáltam, tekintettel arra, hogy a vizsgálat során nagyobb szélességre vonatkozó referencia és a modellben a szükség szerint finomítható geometria nem állt rendelkezésre, így az eredmények nem lettek volna igazolhatók.

Az eredményt diszkusszióját a szakirodalomban található eredményekkel való összehasonlítással végeztem el, ugyancsak kvalitatív szinten, a leírt korlátok miatt. Az általam alkalmazott modell hasonló elrendezésű, mint a Nešpor és Sevruc (NEŠPOR 1995, NEŠPOR, SEVRUK 1999) által a hagyományos Hellmann csapadékmérő esetében alkalmazott 3D numerikus modell. Nešpor és Sevruc széles körben használt csapadékmérő típusok – Mk2, Hellmann és ASTA gyártmányú műszerek – esetén viselkedését vizsgálata az 1-12 m/s szélesség tartományban a műszerek aerodinamikai hatását a sebességre és a csapadékcseppek eloszlására (PHOENICS 2.0 3D szoftver alkalmazásával). Habib és munkatársai (HABIB et al., 1999) hengeres alakú csapadékmérőket vizsgáltak, többek között az A jelölésű Hellmann mérőt is. Az itt A típusúként jelölt mérő esetében a hivatkozott forrásokban leírt modellek alapján az általam számítottéhoz hasonló eredményekre jutottak. A modellek nagyságrendi, alakhelyes megfelelése alátámasztja azt, hogy az itt közölt numerikus modell kvalitatív következtetések levonására alkalmas módon közelíti a valóságos áramlási viszonyokat. Az itt hasonló alapon modellezett B jelű csapadékmérő kvalitatív vizsgálata így megalapozottnak tekinthető, és alkalmas a sebességmező alakulására vonatkozó általános megállapítások megtételére.

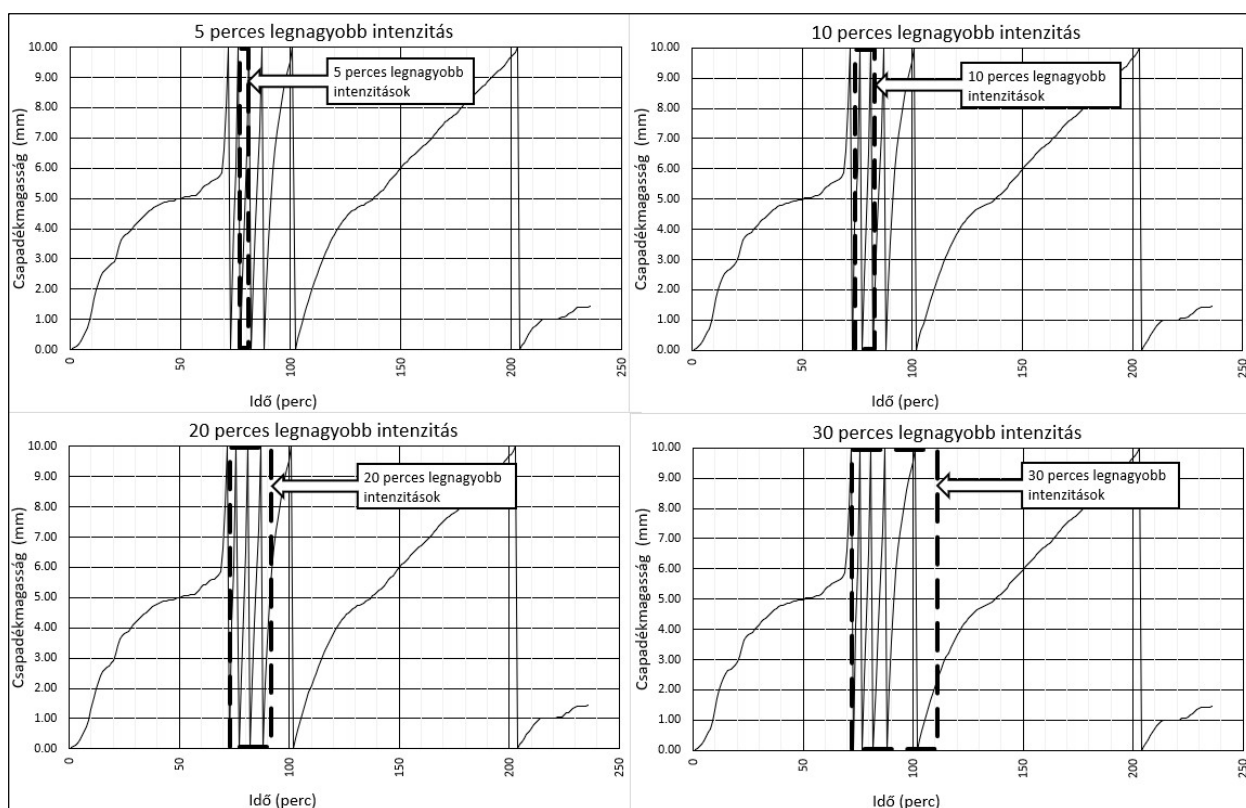
A bemutatott modell eredményei felhívják a figyelmet arra, hogy a csapadékmérők esetében is szükséges elvégezni a műszer miatt kialakuló sebességmező torzulásának elemzését, és különösen a csapadékcseppek mérőbe jutásának vizsgálatát, hogy a szél okozta mérési hiba becsülhető legyen a szélesség függvényében.

A numerikus és fizikai modellkísérletek eredménye alapján lehetőség nyílt a szél okozta mérési hibák javítására. Természetesen a szél okozta hibák javításához a szél és csapadékkoncentráció együttes előfordulását is ismerni szükséges. A korszerű meteorológiai állomások esetében ezek az adatok rendelkezésre állnak, ugyanakkor a régi adatok esetében ez nem biztosított. Amennyiben feltételezzük a korábbi időszakokra vonatkoztatva a szélesség-csapadékkoncentráció statisztika stacionaritását, a korábbi adatokra a korrekció becslés jelleggel, sztochasztikus megközelítésben elvégezhető lesz.

4.5. A SZIFONOS CSAPADÉKÍRÓK (SRW) FELDOLGOZOTT ADATAINAK KORREKCIÓJA

A szifonos csapadékirók feldolgozott adatainak korrekciója tárgyában fejlesztett eljárást a szakirodalomban publikáltam (RÁCZ 2021b) A magyarországi, így a budapesti csapadékirók esetében is leginkább a Hellmann-Fuess berendezéseket alkalmazták a meteorológiai gyakorlatban. A csapadékirók szalagjainak felhasználása a számítógépesítés előtti időszakban eléggé körülményes volt. A feldolgozást a legegyszerűbb módon, a legfontosabb adatok kinyerésére kellett korlátozni. Ennek módja az volt, hogy az SRW csapadékiró szalagján megkeresték a legintenzívebb 5,10, 20, 30 perces intenzitású intervallumot, amelyhez leolvasták a kezdeti és záró csapadékmagasságot, majd kiszámolták az adott időszakban hullott csapadékmagasságot. Ezt az adatot rögzítették adatlapokon, így a nyers adatot tartalmazó szalag és a kinyert adat útja elvált egymástól. Amennyiben a szifon működése közben nem rögzített csapadék miatti hibát a regisztrációs szalag alapján nem korrigálták, az adatlapokra hibával terhelt csapadékmagasság került. Mára az eredeti szalagok nem érhetők el minden esetben, így a 2.2.4. fejezetben leírt korrekció már nem hajtható végre. Az ilyen esetekben a további adatfeldolgozás hibával terhelt.

A 18. ábra az Abtsgmünd-Untergröningen csapadékmérőn 2018. június 11-én észlelt zivatar szimulált SRW szalagját mutatja a legmagasabb intenzitásnak megfelelő időszakokkal, amelyek csapadékmagassága a kartonokra lett átvezetve. A leírt módszerrel kimutatott legnagyobb 5, 10, 20, és 30 perces intenzitású időablakokat szaggatott vonal határolja.



18. ábra: Egy csapadék mesterségesen előállított SRW diagrammja, a legnagyobb 5, 10, 20, és 30 perces intenzitású időablakkal

Az adatkartonokra csak a szaggatott vonalakkal jelölt időablakok időszakában mért összesített csapadékmagasságok kerülnek, tekintet nélkül arra, hogy volt-e ott szifonos leürítés vagy sem, illetve mennyi leürítés történt, nem lehet tudni, hogy hol állt a víz a mérőtartályban. Ugyanakkor

a csapadékintenzitás értékének korrekciója szükséges lenne a leürítések alatt nem mért csapadékmennyiség miatt.

A doktori kutatásom során eljárást fejlesztettem ki, amely a csapadékmérő szalagok feldolgozott adatainak korrekcióját teszi lehetővé olyan esetben, amikor csak a maximális intenzitásokról van információnk, és a szalag már nem áll rendelkezésre.

Bármely csapadékesemény többféle hosszúságú időintervallumra osztható, amely átlagos csapadékintenzitással jellemezhető. Valamely t hosszúságú időintervallumban az átlagos csapadékintenzitás értéke i_t . Ezen időszak alatt észlelt eső V_t térfogata

$$V_t = t \cdot i_t \quad (4.5.1.)$$

A t időablak alatt a szifon egy vagy több alkalommal leüríti a mérőt, ha a regisztráló szalag szélét legalább egyszer elérte a toll. Amennyiben a mérő üres, a leürítések száma a t időintervallumban a gyűjtött csapadékvíz csapadékmagasságban (mm) kifejezett térfogatának és a regisztráló szalag szélességének megfelelő csapadékmagasság hányadosa. Minthogy a leürítések száma csak egészértékű lehet, a hányados egészrészét kell figyelembe venni. A regisztráló szalagok szélessége a műszer típusától függ, amely 10-15 mm csapadékmagasságnak felel meg. A leürítések n számát az alábbi módon lehet tehát számítani:

$$n = \text{int} \left(\frac{V_t}{h_s} \right) = \text{int} \left(\frac{t \cdot i_t}{h_s} \right) \quad (4.5.2.)$$

ahol n – a csapadékíró leürítéseinek átlagos száma az adott t időszakban

h_s – az adott SRW mérő regisztrációs szalagjához tartozó csapadékmagasság

Ha ismert a leürítések száma és becsülhető a csapadékintenzitás, a leürítések időtartama alapján az átfolyt, de meg nem mért csapadék mennyisége számolható. A szifon működésének, azaz a mérőtartály leürítésének időtartama lényeges paraméter, mivel ez alatt a csapadékadat grafikus rögzítése szünetel. A szifonos ürítés időtartama az adott berendezés műszaki paramétereitől, valamint a szifon üzeme idején hulló csapadék intenzitásától függ. A mérő szifonos leürítésének időtartama (amennyiben nincs vízutánpótlás) az adott műszer állandónak tekintett műszaki paramétere, amelynek nagyságrendje 10-30 másodperc. (Itt feltételezni kell a műszer megfelelő karbantartottságát, mivel a szifon eltömődése befolyásolja a kifolyás hidraulikai feltételeit.) Az átlagos leürítési vízhozam az adott berendezés geometriai kialakítása és a leürítési idő révén ismert, állandónak feltételezett paramétere. Amennyiben csapadékhullás történik, a leürítési periódus hosszabb lesz a víz utánpótlódása miatt. Ha tovább növekszik a csapadékból származó hozzáfolyás vízhozama, jobban megközelíti a mérő leürítési vízhozamát, ezzel a leürítési idő egyre hosszabbá válik. Ha a csapadék vízhozama tartósan egyenlő lenne a mérő leürítési vízhozamával, akkor a tartályban állandó vízszint alakulna ki, az író vízszintes vonalat húzna a regisztrációs szalagon, mivel nem tudna visszatérni a regisztrációs szalag alapvonalához. Amennyiben a hozzáfolyás (tartósan) nagyobb lenne a leürítési vízhozamnál, akkor a regisztráló toll a felső végállásában állna meg (amennyiben a kar mozgása korlátozott), vagy a szalag permén túlfutna, mivel a mérő tartálya a legnagyobb mérhető vízszintet meghaladná, és túlcserélődne; a mérés ebben az állapotban nyilván ellehetetlenülne. A készülék gyártói a műszerek leürítési vízhozamát természetesen elég nagyra választják meg, hogy ezt a helyzetet megelőzzék. Amennyiben tehát a leürítés közben csapadékhullás történik, a leürítési idő kismértékben növekszik. A csapadékhullás esetén a meghosszabbodott leürítési időt a (4.5.3.) képlet alapján lehet számolni, Luyckx és Berlamont eredményeinek megfelelően (LUYCKX, BERLAMONT 2002):

$$t_s = \frac{t_{s,0}}{1 - \frac{q}{q_s}} \quad (4.5.3.)$$

ahol t_s – a szifonos leürítés időtartama

$t_{s,0}$ – az adott készülék szifonos leürítésének időtartama vízutánpótlás nélkül

q – a csapadék miatti vízutánpótlódás, a csapadékból származó vízhozama

q_s – a berendezésre jellemző (átlagos) leürítési vízhozam vízutánpótlás nélkül.

Valamely időintervallumban több leürítésre is sor kerülhet. Az időintervallumban hulló csapadékról az adatlap alapján csak az i_t átlagos intenzitás ismert. A $t_{s,tot}$ teljes leürítési idő a t időintervallum során (a csapadékintenzitást, és ezzel a csapadékvíz utánpótlódás hozamát az átlagértékével figyelembe véve) a (4.5.4.) képlettel kiszámolható.

$$t_{s,tot} = n \cdot t_s \quad (4.5.4.)$$

A leürítés közben hulló csapadék V_s térfogata, amely közvetlenül nem lett kimérve, az alábbi képlettel számolható:

$$V_s = t_{s,tot} \cdot i_t \quad (4.5.5.)$$

A mért térfogatot a leürítés közben hulló térfogattal javítani kell. A V_{corr} javított térfogat a V_t mért térfogat és a V_s számított (nem mért) térfogat összege. A javított térfogat

$$V_{corr} = V_t + V_s = (t + t_{s,tot})i_t \quad (4.5.6.)$$

A valóságban ugyanakkor a V_{corr} térfogat csak t idő alatt hullott, így az i_{corr} javított csapadékintenzitás a t intervallumra

$$i_{corr} = \frac{V_{corr}}{t} \quad (4.5.7.)$$

A csapadékhozam az a vízhozam, amellyel a mérő tölcseréből a csapadékvíz a mérés során lefolyik. Ez a csapadékhozam az alábbi módon számolható

$$q = A_f \cdot i_t \quad (4.5.8.)$$

ahol A_f a mérő gyűjtőfelületének területe.

A t időintervallumban hullott csapadék javított intenzitása a (4.5.7.) képlet mennyiségeinek az (4.5.2.) – (4.5.6.) kifejezések behelyettesítését követően az alábbiak szerint számolható:

$$i_{corr} = \frac{\left(t + int \left(\frac{t \cdot i_t}{h_s} \right) \left(\frac{t_{s,0}}{A_f \cdot i_t} \right) \right)}{t} \cdot i_t \quad (4.5.9.)$$

A javasolt eljárás megfelelőségét a (4.5.9.) képlet és az egyedi leürítési korrekciók összegének összehasonlításával lehet elvégezni. A vizsgálathoz a Luyckx and Berlamont által javasolt egyedi leürítésre vonatkozó javítási eljárását használtam fel (LUYCKX, BERLAMONT 2002).

A javítás lényegi eleme a leürítéshez kapcsolódó időkorrekció a következő képlet szerint:

$$t_{corr} = \text{int} \left(\frac{t \cdot i_t}{h_s} \right) \left(\frac{t_{s,0}}{1 - \frac{A_f \cdot i_t}{q_s}} \right) \quad (4.5.10.)$$

A korrekciós eljárás helyességének vizsgálatához az egyedi korrekciók sorozatát kell összehasonlítani a (4.5.10) képlettel. Egy leürítés egyedi korrekciója az alábbi képlettel fejezhető ki:

$$t_{u,corr} = \left(\frac{t_{s,0}}{1 - \frac{A_f \cdot i_u}{q_s}} \right) \quad (4.5.11.)$$

ahol $t_{u,corr}$ az egyedi leürítés időtartama, i_u a pillanatnyi csapadékintenzitás valamely egyedi leürítés időszakában. A t időintervallumban az összes leürítési időtartam az egyedi leürítések összegével egyenlő. Ha a t intervallumban n leürítésre kerül sor, ahol az egyedi leürítéshez tartozó változók j indexet kapnak, ahol j -re igaz, hogy $1 \leq j \leq n$, a teljes leürülési idő a következő lesz:

$$t_{\Sigma u,corr} = \sum_{j=1}^n \left(\frac{t_{s,0}}{1 - \frac{A_f \cdot i_{u,j}}{q_s}} \right) \quad (4.5.12.)$$

Itt $i_{u,j}$ a j -edik leürítés a t intervallumban, $t_{\Sigma u,corr}$ pedig az összes leürítési idő ugyanezen időszakban. A kérdés az, hogy a (4.5.10.) képlet konvergál-e a (4.5.12.) képlethez vagy sem.

A javasolt korrekció (4.5.2.) képletéből a $t_{s,0} \cdot q_s$ szorzat kiemelhető, így felírható egy egyszerűsített mennyiség, amellyel t_{corr} arányos:

$$t_{corr} = t_{s,0} \cdot q_s \cdot \text{int} \left(\frac{t \cdot i_t}{h_s} \right) \left(\frac{1}{q_s - A_f \cdot i_t} \right) \sim \text{int} \left(\frac{t \cdot i_t}{h_s} \right) \left(\frac{1}{q_s - A_f \cdot i_t} \right) \quad (4.5.13.)$$

Hasonló átalakítást végezve a (4.5.12) képletben, a $t_{\Sigma u,corr}$ mennyiséggel arányos kifejezést kapunk:

$$t_{\Sigma u,corr} = t_{s,0} \cdot q_s \sum_{j=1}^n \left(\frac{1}{q_s - A_f \cdot i_{u,j}} \right) \sim \sum_{j=1}^n \left(\frac{1}{q_s - A_f \cdot i_{u,j}} \right) \quad (4.5.14.)$$

A két mennyiség egymáshoz való viszonyát az i_t és az $i_{u,j}$ -k értéke határozza meg. Az i_t átlagos intenzitás bizonyosan csak akkor egyezik az $i_{u,j}$ leürítéskori pillanatnyi intenzitások átlagával, ha a csapadékintenzitás a vizsgált t intervallumon belül egyenletes volt. Az $i_{u,j}$ intenzitásokkal kapcsolatban belátható, hogy átlaguk nem feltétlen egyezik meg az t intervallum átlagos i_t intenzitásával, de a számtani átlag tulajdonságai miatt a két érték egymás közelében lesz. E megfontolások alapján az i_t és az $i_{u,j}$ értékek átlaga közel helyezkedik el egymáshoz, ami azt jelenti, hogy a javasolt korrekció a megbízható becslése a valóságnak.

Lényeges kérdés a becslés során az is, hogy a legmagasabb intenzitású intervallum kezdetén milyen szinten állt a csapadékiró tolla. A (4.5.9.) képlet szerinti javítási eljárás abból az adatból tud kiindulni, amely az adatkartonon rendelkezésre áll, így csak a t intervallumban lehullott csapadékösszeg ismert. A képlet e csapadékösszeg alapján tesz becslést arra, hogy hány leürítés

következett be, és ezzel hányszor szükséges korrekciót végezni, figyelmen kívül hagyva a legintenzívebb időszakok kezdeti vízszintjeit.

A (4.5.9.) képlet tehát azokban az esetekben jelent bizonyosan helyes javítást, amikor az intervallum kezdetekor a berendezés író szerkezete a regisztrációs szalag alsó szélén állt, azaz a mérő tartályában nem volt víz. Ez az eset azonban igen ritka. A jellemző eset az, hogy a víz a mérőben a nulla és a legnagyobb mérési szint között áll valamilyen szinten. Ennek következtében a leürítés nem csak az intervallum során hullott eső miatt következik be, annak bekövetkezését a megelőző időszakban felgyűlt csapadék is befolyásolja. Ez azt eredményezi, hogy akár kisebb intenzitás mellett is bekövetkezhet leürítés, tehát korrekció lenne szükséges, ám ezt a (4.5.9.) képlet önmagában nem képes figyelembe venni. A valóság pontosabb leképezéséhez a képletet ki kell egészíteni a h_0 kezdeti vízszint értékkel, amelyet a képlet leürítések számát becslő részében kell elhelyezni. Az e módon kiegészített képlet alakja a következő:

$$i_{corr} = \frac{\left(t + \text{int} \left(\frac{h_0 + t \cdot i_t}{h_s} \right) \left(\frac{t_{s,0}}{1 - \frac{A_f \cdot i_t}{q_s}} \right) \right)}{t} \cdot i_t \quad (4.5.15.)$$

A h_0 kezdeti vízszint valószínűségi változó, amelynek értéke a 0 és h_s között bármely értéket azonos valószínűséggel vehet fel, így egyenletes eloszlással modellezhető. Az egyenletes eloszlás sajátosságainak megfelelően a h_0 legmegbízhatóbb becslése a valószínűségi eloszlásának várható értéke, azaz esetünkben $\frac{h_s}{2}$.

A kezdeti vízszint megfelelő megválasztásának korrekcióra gyakorolt hatását három esetre mutatom be. A (4.5.15.) képletben a h_0 vízszintet egyenletes eloszlású random értékkel (a valóságos helyzetet modellező), valamint 0 mm és $\frac{h_s}{2} = 5 \text{ mm}$ értékkel vettem fel. A különböző intenzitással előforduló csapadékadatok természetben előforduló eloszlását valós csapadékinintenzitás adatok eloszlásfüggvénye alapján, az eloszlás inverze révén állítottam elő (ITM eljárás). Ennek révén a véletlenszám generátor alkalmazásával az adódó csapadékinintenzitások a természetben tapasztalt eloszlásuknak megfelelően fordulnak elő, referenciaként felhasználhatók, így az egyes kiindulási szinteknek megfelelő leürítések darabszáma összehasonlítható. A három kezdeti vízszinttel végzett modellezés eredményeinek összehasonlítását az alábbi lépésekben végeztem el, Hellmann-Fuess csapadékíró berendezés paramétereivel ($t_{s,0} = 18 \text{ s}$, $q_s = 12500 \text{ mm}^3/\text{s}$, $A_f = 20000 \text{ mm}^2$)

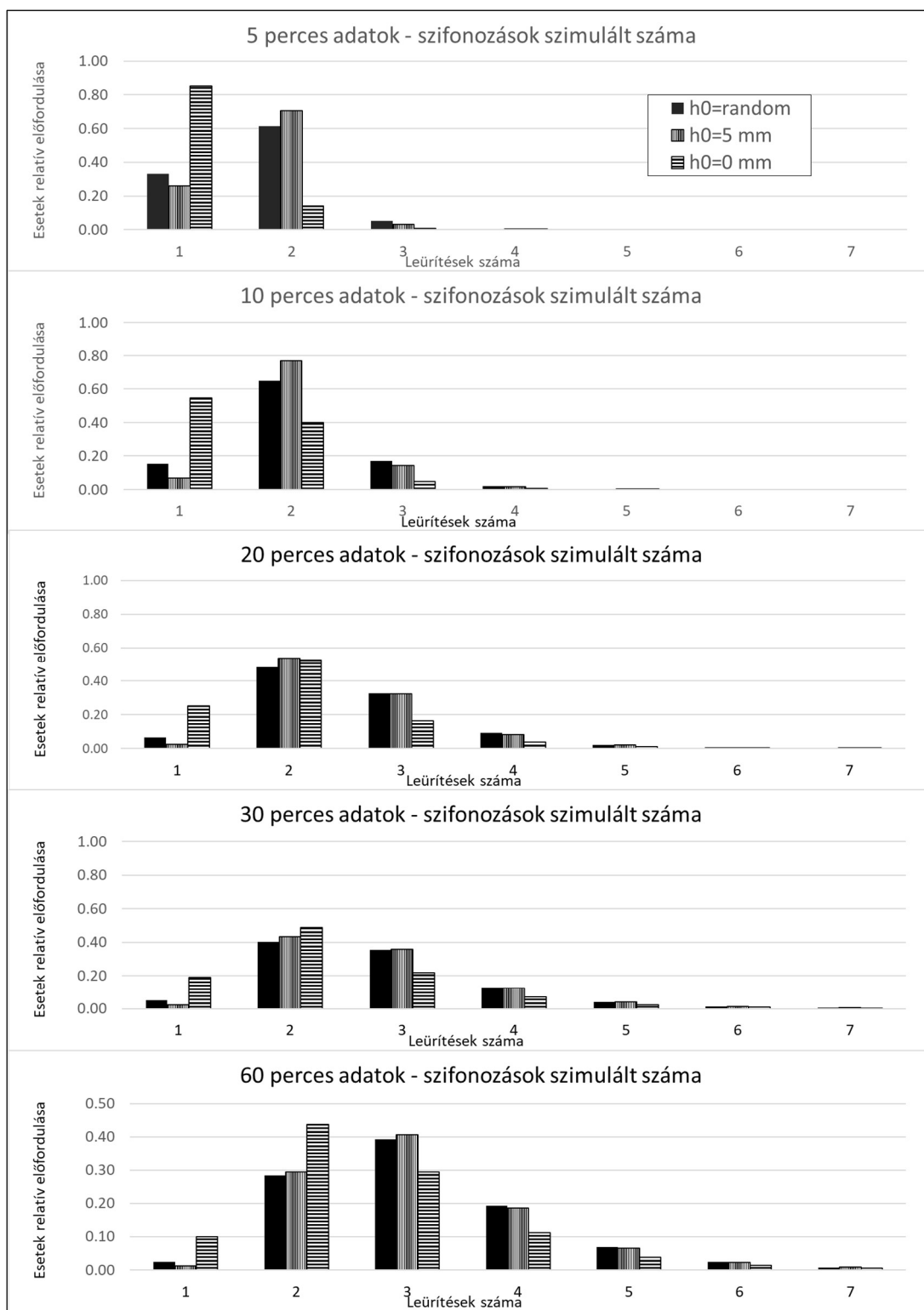
- I. Kiszámoltam az egyes meghaladási valószínűségekhez tartozó 5, 10, 20, 30, 60 perces csapadékinintenzitásokat, és ezekkel számoltam a $t \cdot i_t$ szorzatot.
- II. A szifonos leürítések számát a egyenletes eloszlású random értékekkel modelleztem.
- III. Meghatároztam a leürítések számát a $h_0 = 5 \text{ mm}$ esetre is, ugyanezen módon.
- IV. Meghatároztam a leürítések számát a $h_0 = 0 \text{ mm}$ esetre is, ugyanezen módon.
- V. A három kezdeti vízszint feltétel mellett adódó leürítések számát.

A csapadékinintenzitásokat az 5. Táblázat szerinti eloszlásfüggvényekkel állítottam elő.

5. Táblázat. A modellcsapadék GEV eloszlásának paraméterei az egyes t intervallumokban

GEV paraméterek	5 min	10 min	20 min	30 min	60 min
ξ	0,093	0,083	0,083	0,092	0,054
σ	26,35	20,51	16,28	13,24	7,64
μ	67,80	49,48	35,08	26,45	16,24

Az egyes esetekre a mérési periódusonként végzett 10000-10000 szimuláció alapján kapott leürítési számokat a 19. ábrán mutatom be.

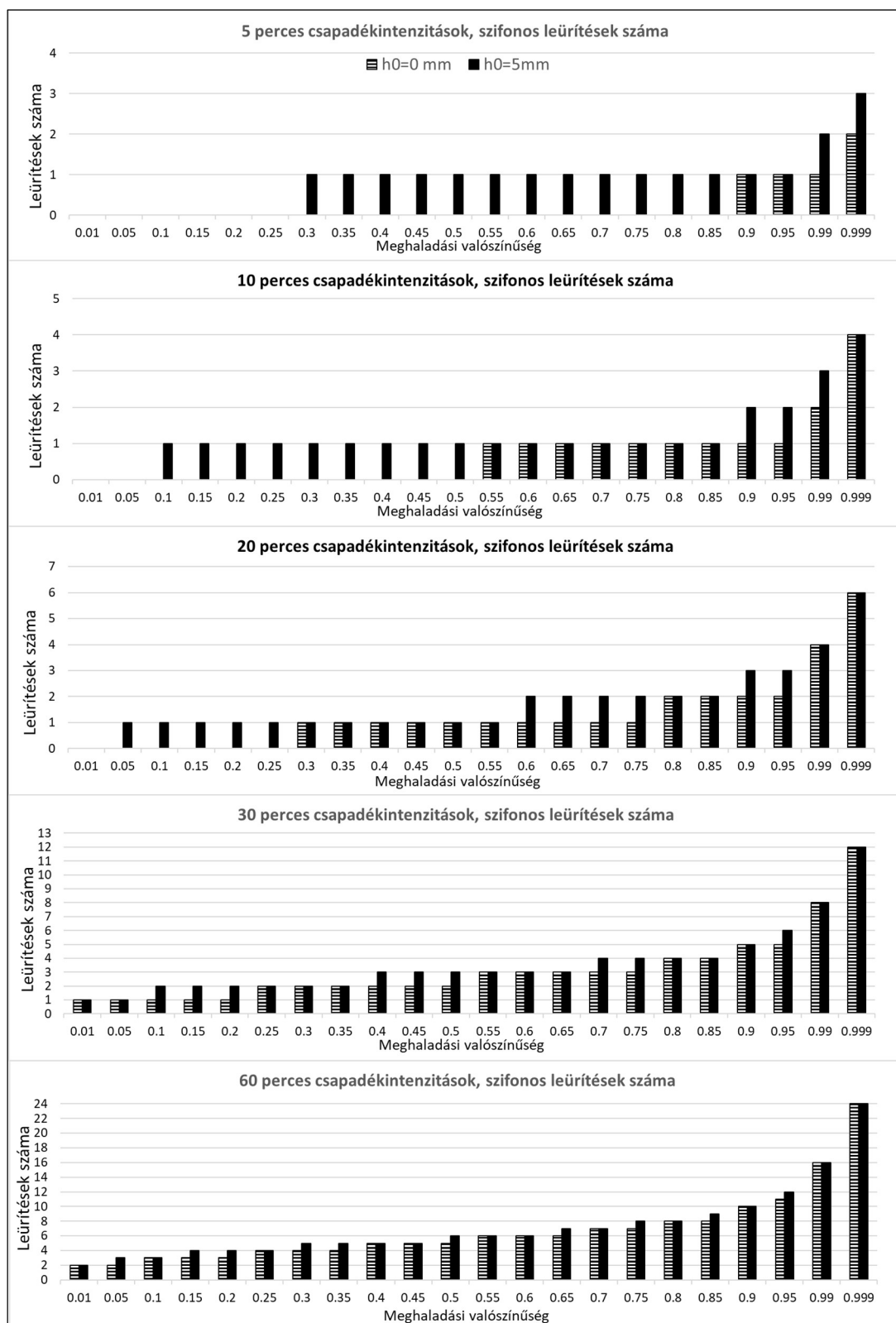


19. ábra: Szifonos leürítések számának relatív gyakorisága; első oszlopban véletlen felvett h_0 szimulált értékekkel, második oszlopban $h_0 = 5 \text{ mm}$, harmadik oszlopban $h_0 = 0 \text{ mm}$ feltétel mellett

A 19. ábrából az látható, hogy a referenciának tekintett random választott kezdeti vízszint adataihoz viszonyítva a félig telt, $h_0 = 5 \text{ mm}$ kezdeti szinttel számolt adatok gyakorisága hasonló,

a $h_0 = 0 \text{ mm}$ vizsont jelentősebb eltérést mutat. A referencia adat és a $h_0 = 5 \text{ mm}$ kezdeti szinttel folytatott szimuláció természetesen kismértékben eltér egymástól, de megfelelő becslést ad.

Külön vizsgáltam a leürítések számának alakulását a két eltérő kiindulási szint mellett.



20. ábra. Szifonos csapadékirók leürítéseinek száma az egyes mérési periódusokban, egyes meghaladási valószínűségekhez tartozó intenzitások esetén a $h_0 = 0 \text{ mm}$ $h_0 = 5 \text{ mm}$ kezdeti vízszint feltételezésével

A 20. ábra azt mutatja, hogy az egyes t mérési periódusokhoz kapcsolódóan az egyes meghaladási valószínűségekhez hány leürítés tartozik a $h_0 = 0 \text{ mm}$ és $h_0 = 5 \text{ mm}$ esetekben. Az ábrából látható, hogy az 5 és 10 perces mérési periódus esetében az üres mérő esetében rendre a 0,90 és 0,55 valószínűségeknel jelenik meg az első leürítés, miközben a félig telt kezdeti állapotban már 0,30 és 0,10 mellett is történik ürítés, tehát a $h_0 = 5 \text{ mm}$ esetben a (4.5.15.) képlet alapján számolható korrekcióra lényegesen korábban sor kerül. A két kiindulási szint melletti korrekciók között a különbség a 30 és 60 perces mérési periódusban számottevően csökken.

Mind az elvi megfontolások, mind pedig a 19. ábrán bemutatott, a referencia adatokhoz való viszonyt illusztráló eredmények igazolják a $h_0 = 5 \text{ mm}$ kezdeti vízszint alkalmazásának indokoltságát.

A szifonozási hiba javítása tehát számottevően befolyásolja nyers mérési eredményt. A javítás mértéke a mérő műszaki jellemzőitől is függ.

A 6. Táblázat mutatja be a Hellmann-Fuess berendezés paramétereivel és az 5. Táblázat szerinti paraméterekkel megadott GEV eloszlás alapján számolt 5, 10, 20, 30, 60 perces maximális csapadékkintenzitások esetére, az 1, 2, 10 és 100 éves átlagos visszatérési idővel számolható korrekciós szorzókat (a (4.5.15.) képletben az i_t szorzójaként látható kifejezésből számolt értékeket).

6. Táblázat. A korrekciós szorzó értéke Hellmann-Fuess csapadékmérő adataira, a Budapest-Belterület csapadékmérő 5, 10, 20, 30, 60 perces intervallumokra számolt maximális csapadékkintenzitásai

Visszatérési idő	5 perc	10 perc	20 perc	30 perc	60 perc
1 év	1,00	1,00	1,00	1,01	1,01
2 év	1,06	1,03	1,02	1,03	1,03
10 év	1,06	1,06	1,05	1,05	1,05
100 év	1,21	1,13	1,10	1,13	1,13

A korrekciós szorzók alapján megállapítható, hogy a maximális csapadékkintenzitásokban a 10 éves átlagos előfordulási gyakoriság esetén a korrekció értéke az 5%-ot meghaladja, a 100 éves adatok esetében a gyakorlatban kevéssé használt 5 perces adat esetében 21%, a 10 percnél hosszabb időablakokra 10-13% volt.

Az eredmények mutatják tehát, hogy az alulbecslés a ritkább csapadékesemények adataiban számottevő, és ennek korrekciója szükséges.

4.6. A MINTAVÉTELEZÉS SŰRŰSÉGÉNEK HATÁSA ÉS A CSAPADÉKINTENZITÁSI ADATOK REPREZENTATIVITÁSA

A témában folytatott kutatásról publikációm jelent meg, amely a jelen fejezet kidolgozásának alapját képezi (RÁCZ 2020b).

Bármilyen, periodikusan észlelt adat esetében az észlelési időköz, vagy időlépcső egészszámú többszörösét kitevő értékekre lehet további átlagokat, így a csapadékatatok esetében időátlagokat, tehát átlagos intenzitásokat kinyerni. Egy adott T időtartamú csapadék esetében, amennyiben az észlelési időköz t , az összes vizsgálható intervallumok száma

$$n_t = \sum_{j=1}^{\text{int}(\frac{T}{t})} \text{int}(\frac{T}{j \cdot t}) \quad (4.4.1.)$$

Mivel a jövőbeni csapadékhullás időpontja nem ismert, a mérés a csapadékesemény megindulásától függetlenül kezdődik, ezért elvileg végtelen számú kezdeti időpillanat szóba kerülhet. A valóságban a méréseket perc nagyságrendben végzik, ennél kisebb időszak felvétele nem reális, így a csapadékmérés legrövidebb értelmezhető időlépcsőjeként az egy perc egységet tekintjük a továbbiakban. A percnél rövidebb észlelésnek különösebb műszaki tartalma sincs, mivel a csapadékból keletkező lefolyás lényegesen lassabb folyamat és az esetleges kiugró percen belüli csapadékok hatása így a lefolyásban kiegyenlítődik.

A továbbiakban a t és T értéket percben értve az időben analóg módon lezajló csapadékhullás diszkretizációja valósul meg. (Az analóg jelenségként érzékelhető csapadékhullás a valóságban kvantált, minthogy az eső diszkrét csapadékcseppek összegződése, ez a vizsgált mérőeszközök vonatkozásában ugyanakkor nem releváns.) Amennyiben a T időtartamú csapadékot t hosszúságú időlépcsővel mintázzuk, a perces egység miatt t -féleképp mérhetünk, t féle mérési idősort nyerhetünk ki, a mérésnek ennyi realizációja lehetséges. Az, hogy melyik lehetséges idősort kapjuk eredményül, egyforma valószínűséggel következhet be, mivel a csapadék megindulása az idő mérésétől független és azonos valószínűséggel bekövetkező esemény. Ennek következménye az, hogy egy bizonyos θ mérési sorozat, vagy idősor előállításának valószínűsége:

$$p(t = \theta) = \frac{1}{t} \quad (4.4.2.)$$

A legnagyobb t perces csapadékintenzitást elvileg egyféleképp kaphatjuk meg (lévén a legnagyobb), így annak a valószínűsége, hogy valóban a maximumot sikerült megmérnünk, ugyancsak $1/t$.

$$p[i_t = \max(i_\theta)] = \frac{1}{t} \quad (4.4.3.)$$

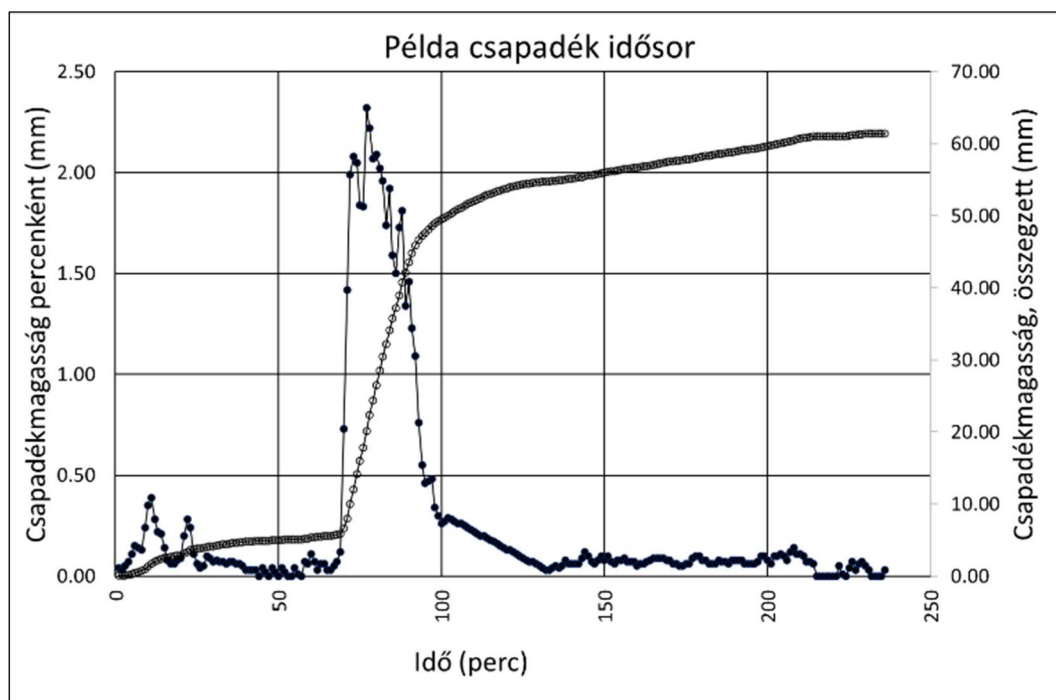
A csapadék intenzitása egy csapadékeseményen belül is meglehetősen változékony, de a variabilitás is korlátos, például végtelen intenzitású eső nincs; valahol létezik felső határa a csapadék intenzitásának is. Az igen nagy intenzitású időszakok átmenetekkel alakulnak ki. Az átmenetnek számos oka van, így elsősorban a szél, a légellenállás és a csapadékcseppek ütközése során kialakuló cseppspektrum különböző méretű cseppjeinek eltérő függőleges sebessége miatti szóródás. Az intenzitáscsúcsok kialakulása tehát időt vesz igénybe, amely lehet percnél rövidebb is, de jellemzően több perc nagyságrendű. Az intenzitáscsúcsok tehát a szóródás miatt nem lehetnek akármennyire keskenyek. A θ lehetséges idősor maximális értékei így a rövid, néhány perces t intervallumok esetében kevésbé szóródnak, mint az intenzitáscsúcs szélességét 2-3-szor meghaladó időlépcsőké. Az intenzitáscsúcs szélességét ennél jobban meghaladó intervallumok átlagos intenzitás értékei a hosszuk miatt jellemzően kiegyenlítettebbek.

A (4.4.3.) képletből következik, hogy a gyakorlatban előforduló mérési intervallumok esetében az 1 perces mérésnél bizonyosan sikerül pontosan kimérni a maximális (értelmezhető) intenzitást, míg erre az 5 perces észlelésnél 20%, a 10 percesnél 10%, 20 percesnél 5% stb. esélyünk van. A t darab lehetséges idősor közül több is a maximum érték közelében lesz, ez különösen abban az esetben igaz, ha a csapadékinintenzitás maximumának tartománya elhúzódó jellegű.

Az, hogy a csapadékinintenzitás maximumát csak $1/t$ valószínűséggel lehet kimérni, a csapadékinintenzitás adatok feldolgozására is kihat, hiszen ez a hiba az IDF függvényekbe is bekerül, szisztematikus alulértékelés formájában. Minthogy régebben nem volt mód perces adatfelvételre, a hiba bizonyosan jelen van a korábban, több perces periodusú mintavétellel rögzített adatok alapján előállított IDF függvényekben, a legnagyobb gondossággal ellenére is.

Ezt a kérdést vizsgálta Pécs-Pogány csapadékmérőire Szentes László Olivér (SZENTES 2018). A vizsgálata során sok egyéb kérdés mellett foglalkozott egy csapadékiró, egy 10 perces mintavétellel működő automata mérő, valamint egy perces mintavétellel működő automata mérő eredményeinek összehasonlításával.

A vizsgálatunkban egy eleve nagy felbontású, egyperces mintázású adatsor feldolgozására került sor egy csapadékesemény esetére. Ebben a helyzetben lehetőség nyílt annak szimulálására, hogy hosszabb mintázási periódus mellett a mérés során a „csapadék kezdete”, mint a mintázás kezdete, mekkora jelentőséggel bír. A kérdés vizsgálata érdekében egy németországi csapadékmérőn 2018. június 11-én észlelt zivatar adatait használtam fel (Abtsgmünd-Untergröningen, Deutsche Wetterdienst – Német Meteorológiai Szolgálat). A zivatar 16:00 és 19:55 között zajlott le, 236 percen át zajlott, váltakozó intenzitással. A csapadék idősorát a 21. ábra mutatja be. Az ábrán látható a csapadék idősor, valamint az összegzett csapadékmagasság (a jobb oldali skála szerint) mm-ben.

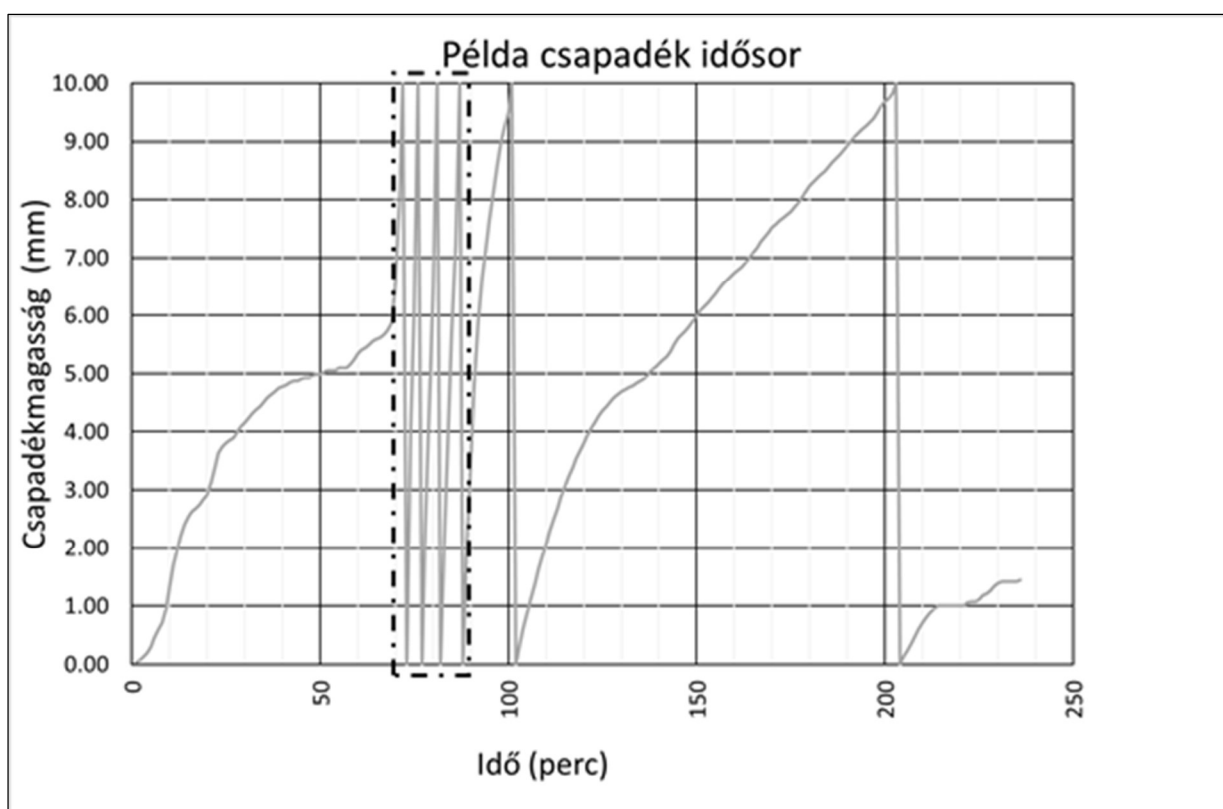


21. ábra: Példa csapadék idősor és összeggörbe (Abtsgmünd-Untergröningen, 2018.06.11, DWD adatok)

A csapadékinintenzitás néhány rövidebb időszakra a grafikonból is leolvasható, de a legmeredekebb szakasz kiválasztása nehézkes, amennyiben pl. SRW csapadékiró analóg, rajzolt adataként áll rendelkezésünkre a mért csapadék. Tovább nehezíti a leolvasást, ha a csapadékiró 10 mm

csapadékösszegeként megtörténő leürülése mellett kell megtalálni a csapadék összeggörbe legmeredekebb szakaszát. A feladatot a 22. ábra illusztrálja, ahol a csapadékadatok olyan módon lettek ábrázolva, mintha egy SRW csapadékíró szalagján kerültek volna rögzítésre. A közelmúltig, hosszú időn át, a papíron történő manuális csapadékösszeg méréssel, vagy meredekségméréssel lehetett a csapadékinintenzitás adatokhoz hozzájutni.

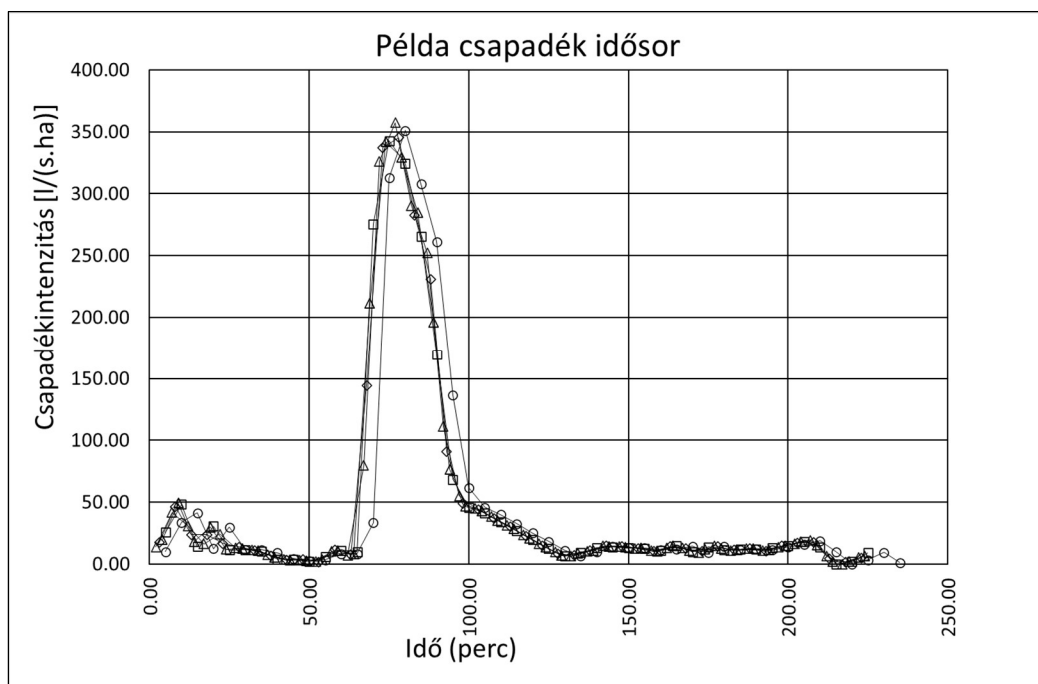
A leolvasási pontosság kérdéses lehetett a legintenzívebb csapadékhullás időtartamánál hosszabb időszakok esetében, hiszen ekkor nem volt elégséges érintőt vizsgálni, hanem akár több leürítés figyelembevételével kellett a legintenzívebb időszak csapadékértékeit kiválasztani, amelynek megtalálása a kézi feldolgozás esetén bizonytalan. A szubjektív adatfelvétel statisztikai megközelítésben, az adatfeldolgozás pontossága szempontjából egyértelműen hibaforrásként értelmezhető.



22. ábra: A példa idősor bemutatása ombrográf szalag formátumban.

Egy lehetőség az analóg módon mért adatok kezelésére az adatok valamilyen állandó periódussal történő digitalizálása, ezzel t perces összegeket tartalmazó idősorhoz jutunk. Ekkor a periodikus mintavételezés továbbiakban részletezett problémáihoz jutunk.

Amennyiben csapadékadatok ötpercenként összesítő csapadékmérő révén lettek volna mérve, akkor ötféleképp határozható meg a legnagyobb csapadékinintenzitás. Az öt intenzitás idősort a 23. ábra mutatja be.



23. ábra: Ötperces intenzitás idősorok egyperces eltolással. A maximális intenzitásnak ötféle értéke lehet (Abtsgmüing-Untergröningen, 2018.06.11, DWD adatai nyomán)

Az öt adatsor a legnagyobb intenzitásait a 7. Táblázat mutatja be.

7. Táblázat. Ötperces mérési periódus által mérhető legnagyobb intenzitások a 23. ábra alapján

Az ötperces adatsor jele	A maximum értéke (mm/h)
I.	126,36
II.	128,64
III.	124,32
IV.	123,12
V.	123,36

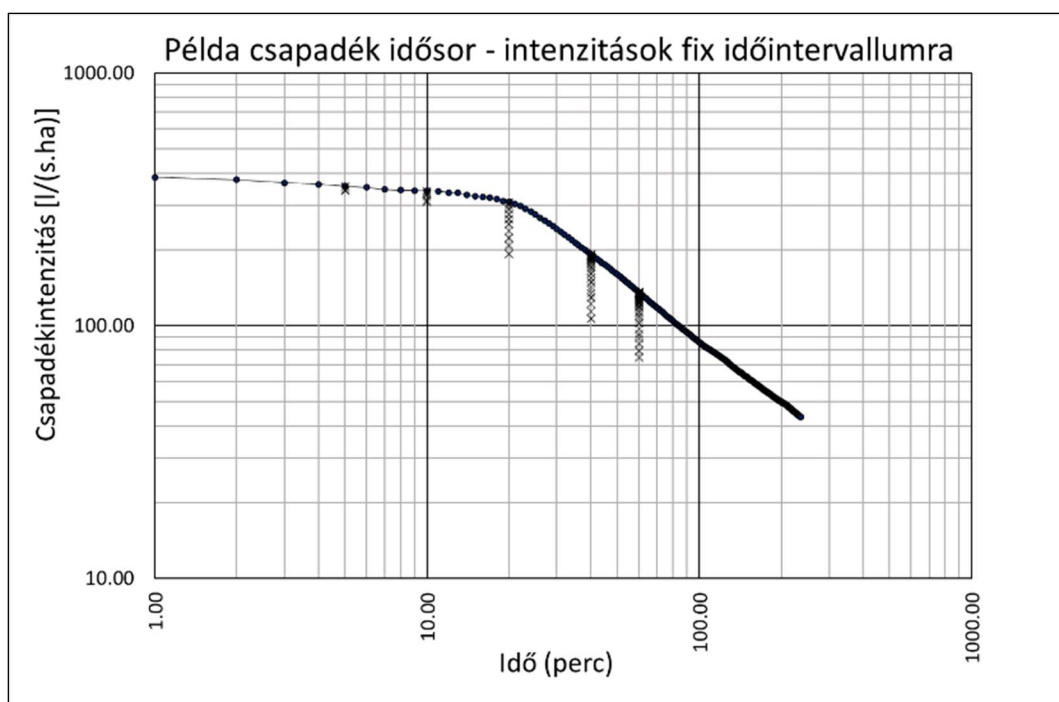
A legnagyobb érték 128,64, a legkisebb 123,12 mm/h. Természetesen hasonló a helyzet a 10-20-40-60 perces fix intenzitásokkal is. A további részletek elhagyásával csak a θ realizációk maximumainak legnagyobb szóródását és azok %-os eltérését a 8. Táblázat mutatja be:

8. Táblázat. 5, 10, 20, 30, 60 perces mérési periódusok esetén észlelt legkisebb és legnagyobb értékek aránya

Fix időablak hossza	MAX (mm/h)	MIN (mm/h)	MIN/MAX szélessége %
5 perces intenzitások	128,64	123,12	4
10 perces intenzitások	123,05	110,59	10
20 perces intenzitások	110,95	69,05	38
40 perces intenzitások	69,12	38,12	45
60 perces intenzitások	48,86	26,71	45

Az eredményül kapott csapadékintenzitás a legnagyobb lehetséges (a valóságban létező) érték alatti sávban jelennek meg, amely a vizsgált időablakok függőlegesén látható is. Az öt és tízperces időköz esetében a lehetséges adatsorok a maximum alatti 4-10%-os sávban, a húsz perces időablak felett 38-45%-os sávban találhatóak. Ez azt jelenti, hogy a fix időpontokban mintázott csapadékok esetén eredményül kapott maximális csapadékintenzitás értéke ebben a sávban véletlenszerűen helyezkedik el, és a maximum tényleges (megvalósult) értékének megismerésének valószínűsége a (4.4.3.) képlet szerint $1/t$. Megállapítható, hogy a hosszú mérési periódussal felvett csapadékadatok esetében a mért adatsor a mérési periódusánál rövidebb idő alatt bekövetkező változásokat nem tudja megfelelő pontossággal leírni. Mindez hasonlít a Shannon és Nyquist által a periodikus jelek mérésével kapcsolatban bizonyított mintavételezési törvényben leírtakra.

Ha a csapadék esetében az egyperces mérésekből indulunk ki, akkor a (4.4.1.) képlet szerint összesen 27966 intervallumot lehet vizsgálni az 1, 2, 3, ... T perces időablakokhoz a 236 perc csapadékhossz miatt. A legnagyobb csapadékintenzitások görbéje az egyes időintervallumok maximumaira illeszkedik. A 24. ábra azt mutatja be, hogy az egyperces mintázásnál hosszabb (5, 10, 20, 30, 60 perces) mintázási időközök adatai az egyperces adatok alapján nyerhető legnagyobb intenzitásoknál (egy kivétellel) kisebbek, így a görbe alatt a megfelelő t idő függőlegesén szóródnak a 8. Táblázatban leírt határok között. Az egyperces csapadékészlelési adatok alapján készített görbe a ritka mintázás adataiból kapott eredmények burkológörbéje is egyben.



24. ábra: Maximális egyperces csapadékintenzitások (pontok) görbéje és a fix mintázási intervallumokhoz tartozó maximumok (X-ek) viszonya

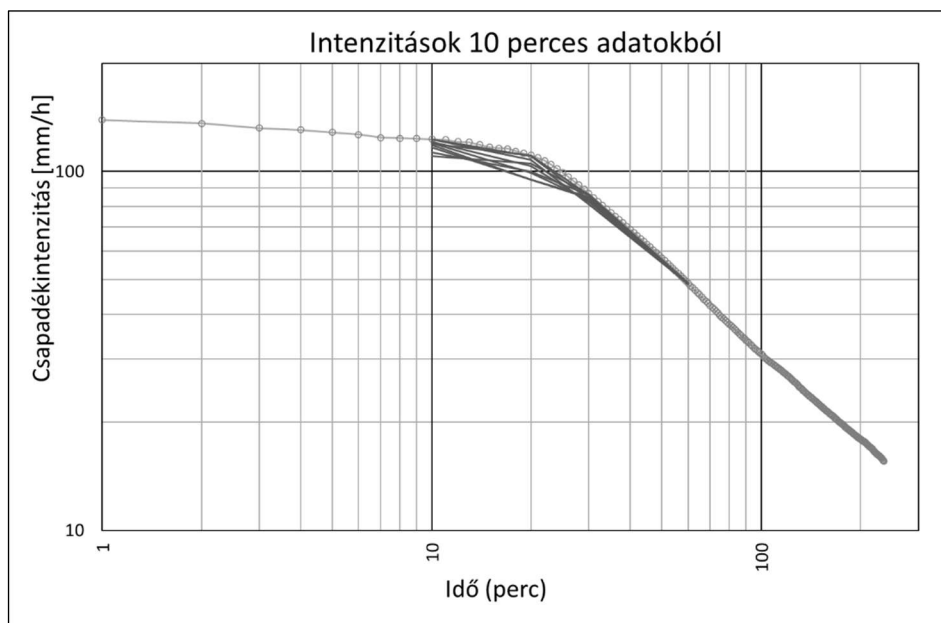
A csapadékmérés egy adott műszerrel a műszer mérési periódusával történik. Ennek megfelelően a mért adatok szóródása a 24. ábrán bemutatott maximális értékek szóródásán belül alakul. A példában bemutatott csapadékeseményre kiszámoltam néhány eltérő mintavételi periódussal a legnagyobb és a legkisebb csapadékintenzitásokat. Az eredményeket a 9. Táblázatban mutatom be. A táblázatban látható, hogy rövidebb mérési periódus esetén az intenzitáscsúcsok kimérése keskenyebb sávban szóródik. A maximális csapadékintenzitás természetesen egyezik az egyperces intenzitásokkal kimérhető maximummal, így a Max/Min oszlopban feltüntetett arányok egyben

azt a sávot is kijelölik, amelybe az adott mérési periódussal kimérhető értékek esnek. Ez a mintavételezési törvényben a periodikus függvények diszkrét mérésekkel történő közelítésére emlékeztet, egy mérési periódus esetén az annál lényegesen hosszabb intervallumokra a szóródási sáv szélessége csökken. Megfigyelhető az is, hogy a 20-30 perces mérési periódusok esetén a 60 perces intervallum közelítése meglepően kis szóródás mellett biztosítható, míg a mérési periódusnak megfelelő intervallumban a szóródás jelentős mértékű.

9. Táblázat. Legnagyobb és legkisebb csapadékintenzitások eltérő mérési periódusok esetén

Mérési periódus	Intervallum	Min. intenzitás	Max. intenzitás	Min/Max szélessége
ötperces	5	123.12	128.64	4%
	10	119.46	123.06	3%
	20	105.09	110.94	5%
	30	85.02	86.78	2%
	60	48.77	48.84	0%
tízperces	10	110.58	123.06	10%
	20	94.83	110.94	15%
	30	80.90	86.78	7%
	60	48.47	48.84	1%
húszperces	20	69.03	110.94	38%
	60	47.26	48.84	3%
harmincperces	20	69.03	110.94	38%
	60	47.26	48.84	3%

A gyakorlatban talán a legjobban elterjedt, 10 perces mérési periódussal számolt lehetséges intenzitásokat mutatom be. A 10 perces mérési periódus a korábban leírtak szerint 10 féle intenzitás értéket ad az egyes időtartamokra (nyilván a 10 percnél hosszabbakra), amelyeket a 25. ábrán ábrázoltam. Ezek a mérések lehetséges realizációi.



25. ábra. Csapadékintenzitások lehetséges maximum görbéi a 10 perces mérési periódusokkal

Mint ahogy az IDF görbék előállításában részben ilyen adatokból indulhatott ki, így (legfeljebb) ilyen mértékű hibák kerülhettek a számításba az egyes esők adataiból, véletlenszerűen. Több csapadékesemény felhasználása során bizonyosan volt olyan is, amely a tényleges (egyperces) maximumokat szolgáltatta, de ennek bekövetkezése esetleges, és többségében rejtve maradtak a ténylegesen előfordult legnagyobb értékek, így a csapadékmaximumokat bizonyosan alábecsülték.

Mint ahogy az állandó mérési periódussal végrehajtott észlelés lehetséges realizációi esetén számolható maximumok eloszlásáról biztos információval nem rendelkezünk, durva becsléssel szóródási sáv középértékével közelíthetjük az alulbecslés mértékét. Ezzel a középértékkel becsülve a hibát, a leginkább használatos 10 perces mérési periódus esetén kb. 3-7 %-os alulbecslés alakul ki a 10, 20 és 30 perces intervallumok vizsgálata során. A 30 percnél hosszabb intervallum esetében a hiba a mérés egyéb hibáinál lényegesen kisebb mértékű.

4.7. A BUDAPEST-BELTERÜLET CSAPADÉKMÉRŐ ÁLLOMÁS ADATAINAK ÚJ FELDOLGOZÁSA

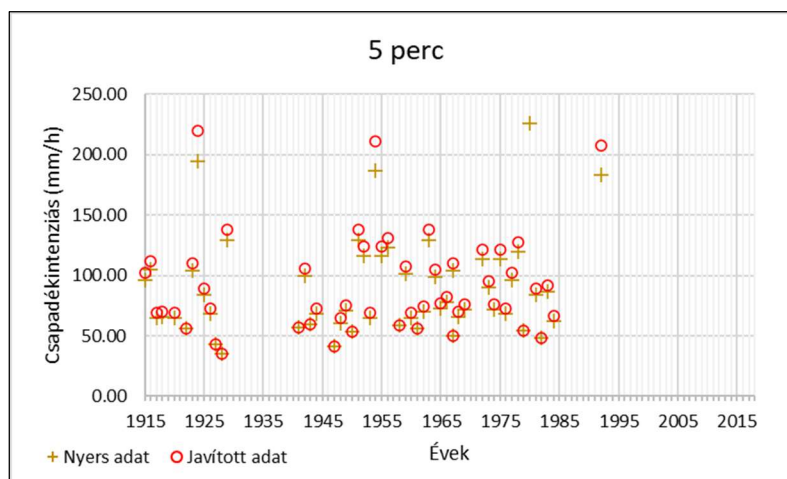
A Budapest Belterület csapadékállomás adatait az Anyag és módszer fejezetben leírtak szerinti feldolgozásával 2021-ben közlésre kerültek (RÁCZ 2021a).

4.7.1. A CSAPADÉKINTENZITÁS ADATOK KORREKCIÓJA

A csapadékintenzitás adatokat a feldolgozás előtt ellenőriztem a 3.6.3. fejezetben leírtak szerint. Ennek során négy esetben került sor az adatok javítására a fraktál tulajdonság nem teljesülése miatt.

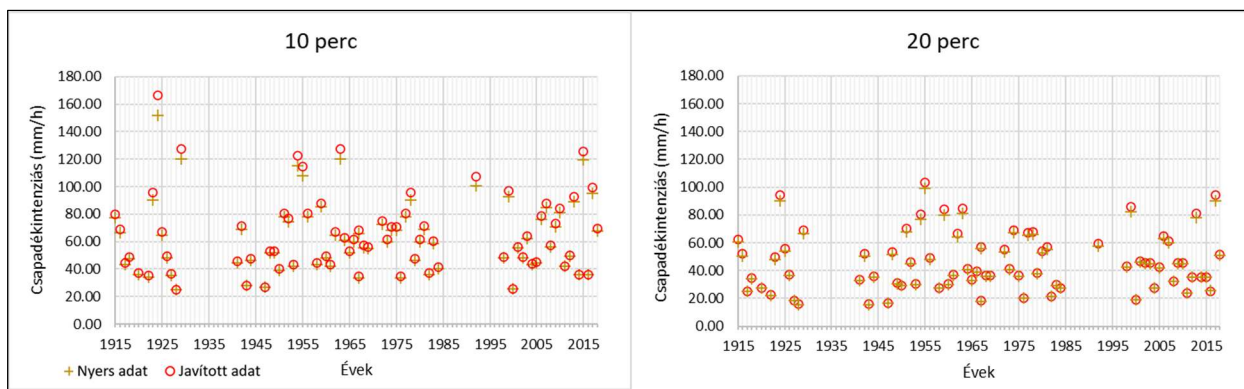
Az adott Hellmann-Fuess SRW és Lambrecht 15188 típusú TBG eszközök szisztematikus alulmérésének korrekciója a csapadékintenzitás adatok mérsékelt emelkedését eredményezi. A korábban bemutatottak szerint az alacsonyabb intenzitások esetén a TBG berendezés korrekciója során enyhe felülbecslés is észlelhető a korrekciós formula sajátossága (illesztése) miatt. Az SRW eszközök esetében az alulmérés a műszer tartályának leürítése idején következik be, amikor a csapadék regisztrálás nélkül folyik át a műszeren. Amennyiben az intenzitás elég nagy ahhoz, hogy a lehulló csapadék mennyisége miatt a toll a regisztrációs szalag teljes szélességét bejárja, a leürítés – és ezzel a hiba is – bekövetkezik. A hiba akkor is bekövetkezik, ha a legintenzívebb t intervallum elején a mérőben a vízszint nullától különbözött, ebben az esetben olyan intenzitás mellett is bekövetkezik a szifonozás, amely nulla kezdeti vízszint mellett nem töltene meg a vizsgált intervallumban a mérő tartályát.

A legnagyobb korrekciós arány az 5 perces adatokban fordul elő; az egyedi adatok legmagasabb korrekciója 13% volt, míg a korrekció átlaga 5% értéken alakult. A szifonos korrekció vizsgálatánál bemutattam, hogy az 5 perces időszak esetén a Hellmann-Fuess berendezés alkalmazása során a korrekció a 20%-ot is elérhetné; erre akkor került volna sor, ha a csapadékintenzitás mértéke jelentősen meghaladta volna az 1% meghaladási valószínűséghez tartozó intenzitás értékét. A korrekció diszkrét jellegét megmutatja a 26. ábra, ahol az alacsonyabb intenzitások tartományában nem látható (merthogy nem történik) adatkorrekció, ez az SRW mérők sajátossága.



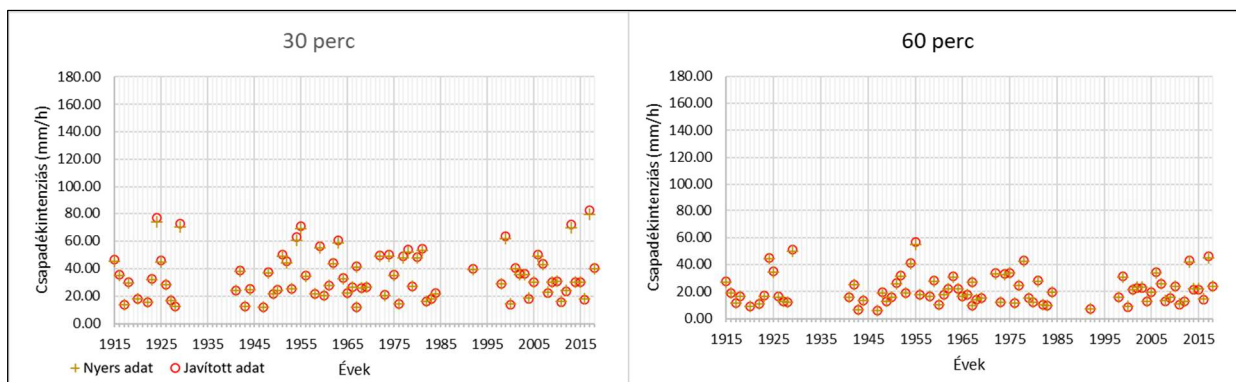
26. ábra: 5 perces, éves maximumcsapadék intenzitások korrekciója

A 27. ábrán látható, hogy a 10 és 20 perces adatok esetén a korrekció aránya kisebb, mint az 5 perces esetben volt. Ez az alacsonyabb intenzitás és az alacsonyabb korrekciós faktorok eredménye, amint azt az eljárások leírása során bemutattam. A 10 perces adatokban végrehajtott legnagyobb korrekció 10% volt, az átlagos értéke pedig 3%.



27. ábra: 10 és 20 perces éves maximum csapadékinintenzitások korrekciója

A 28. ábra a 30 és 60 perces legnagyobb intenzitások nyers- valamint korigált értékeit mutatja be. A nyers és korigált adatok aránya itt lényegesen alacsonyabb, mint a rövidebb időszakokban. A 60 perces adatok esetében a különbség alig látható.



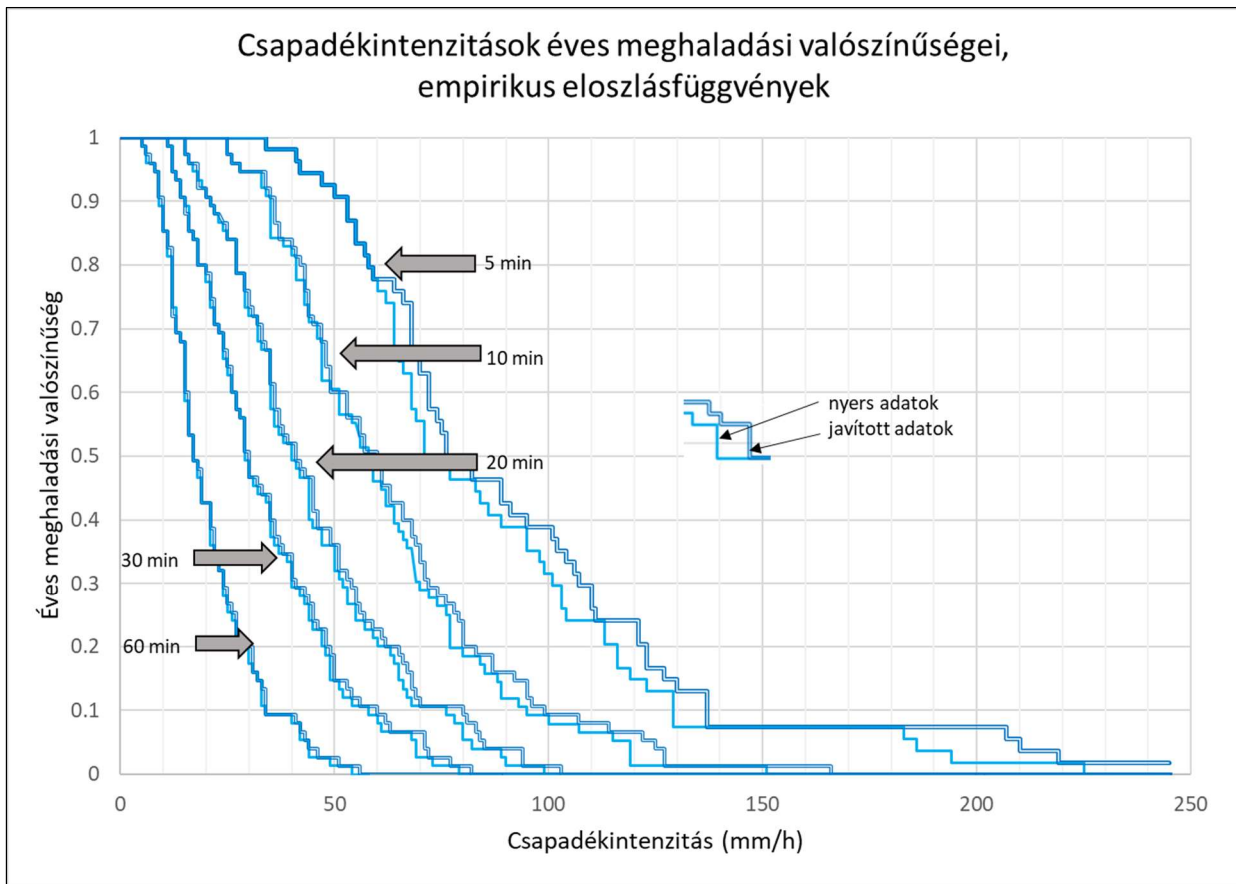
28. ábra: 30 és 60 perces éves maximum csapadékinintenzitások korrekciója

A javítások legnagyobb értékeit a 10. Táblázat mutatja.

10. Táblázat A nyers adaton végrehajtott javítások aránya (%)

t időszak hossza	10 perc	20 perc	30 perc	60 perc
TBG adatok (%)	5,4	4,4	4,0	2,3
SRW adatok (%)	9,7	4,7	4,1	3,1

A különbség természetesen az empirikus kumulatív eloszlásfüggvényeken is megfigyelhető, amelyeket a 29. ábrán mutatok be. A mérési periódusok hosszának növekedésével a nyers és javított adatok közötti különbség csökken. Az ötperces adatokból látható, hogy az SRW berendezések korrekciója 60 mm/h intenzitás felett alakul ki. A hosszabb intervallumok esetében a korrekció küszöbértéke alacsonyabb.



29. ábra: Éves legnagyobb csapadékintenzitások nyers és javított értékeinek empirikus eloszlásfüggvényei az 5, 10, 20, 30, 60 perces intervallumokra

4.7.2. A MINTÁK HOMOGENITÁS VIZSGÁLATA

A valószínűségi modell elkészítése előtt az adatok homogenitásáról kellett meggyőződni. A vizsgálatot az XLSTAT szoftverrel végeztem, Pettitt és Neumann teszt alkalmazásával (ADDINSOFT 2020). A homogenitás vizsgálatát mind a nyers, mind a javított adatokra elvégeztem. Mind a nyers, mind a javított csapadékintenzitás idősorok homogénnek bizonyultak 5% szignifikancia szinten. A Pettitt és Neumann teszt eredményeit a 11. táblázat mutatja. A javított idősorok ugyancsak homogenitást mutattak, amint azt a 12. táblázat adatai is mutatják.

11. Táblázat: Nyers adatok homogenitásvizsgálata Pettitt és Neumann teszttel

Intervallum:	5 min	10 min	20 min	30 min	60 min
Pettitt-teszt					
K	229	314	310	292	264
T	1951	1951	1951	1951	1951
p-érték	0,411	0,809	0,840	0,970	0,777
α	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Neumann-teszt					
N	1,992	2,146	1,991	2,086	1,914
p-value	0,481	0,734	0,479	0,638	0,351
α	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05

12. Táblázat Javított adatok homogenitásvizsgálata

Intervallum:	5 min	10 min	20 min	30 min	60 min
Pettitt teszt					
K	229	300	297	284	248
t	1951	1951	1951	1951	1951
p-érték	0,416	0,910	0,938	0,946	0,629
α	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Neumann teszt					
N	1,993	2,132	1,993	2,093	1,918
p-érték	0,468	0,717	0,484	0,655	0,350
α	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05

4.7.3. A RÉSZ-MINTÁK EGYÖNTETŰSÉG-VIZSGÁLATA

Habár a homogenitásvizsgálatra az egyes adatsorok esetén sor került, és megállapítást nyert az adatsorok egyöntetűsége, az egyes rész-adatsorok egyöntetűségét is megvizsgáltam a javított adatok vonatkozásában. A több adatsor azonos eloszlásának kimutatására a Kruskal-Wallis H tesztet alkalmaztam, amely ugyancsak az XLSTAT szoftver beépített funkciója (ADDINSOFT 2020, DINYA 2011). Az eredményeket a 13. táblázat tartalmazza.

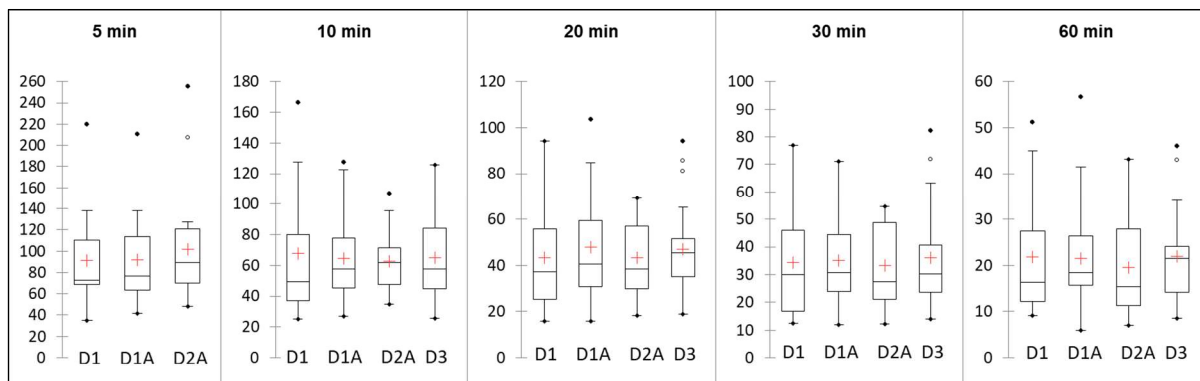
A Kruskal-Wallis H teszt eredménye azt igazolta, hogy a D1, D2A, D2B és D3 rész-adatsorok minden időablak adatsorában egy eloszlásfüggvénnyel jellemezhetők, 95% konfidenciaszint mellett.

13. Táblázat: Kruskal-Wallis H-teszt paraméterei a javított adatokra

Intervallum (perc)	5	10	20	30	60
Kruskal-Wallis H teszt paraméterek					
K	0.261	0.173	0.453	0.402	1.496
p-érték	0.881	0.982	0.937	0.941	0.678
α	0.050	0.050	0.050	0.050	0.050

Az eredmények tehát igazolták azt, hogy a D1, D2A, D2B, és D3 adatsorok 5% szignifikanciaszint mellett azonos eloszlásfüggvénnyel modellezhetők

Az rész-adatsorok főbb statisztikai paramétereit a javított adatokra vonatkozóan a 30. ábrán mutatom be. A boxplot ábra mutatja az egyes minták szóródására vonatkozó részleteket. Habár a vizsgált rész adatsorok rövidek, és számos szakadás is található bennük, az átlagértékeik egyenletessége szembeötlő. Az egyes t mérési periódusok, vagy időablakok maximum és minimum értékei sem mutatnak egybehangzó trendet, amennyire ez ilyen kis adatmennyiségből megállapítható. A szélsőértékek is csak a minták természetes variabilitására utaló kívül eső értékeket mutatják, kifejezetten trendszerű változások nem láthatók.



30. ábra. A rész-adatsorokkal végzett Kruskal-Wallis H-teszt néhány statisztikai paramétere

A részadatsorok közép- és szélsőértékeinek trendmentessége arra utal, hogy a 100 éves időtávot átfogó adatok e meteorológiai állomás esetében nem mutatnak változást az éves legnagyobb csapadékintenzitás vonatkozásában. A szignifikáns trend hiányára magyarázat lehet az állomás földrajzi elhelyezkedése. Budapest viszonylag távol helyezkedik el a tengerektől és a nedves levegőből javarészt kihullik a csapadék azon az ezer kilométeres úton, amelyen – alapvetően a mediterrán térségből – a nedves légtömegek Budapest környezetébe érnek. Az ide érkező nedves levegő így természetesen okozhat jelentős zivatarokat, de a magas intenzitású zivataron belüli tartóssága tekintetében már nem mutatkozik változás akkor sem, ha esetleg a tenger feletti, a klímaváltozás miatt magasabban alakuló léghőmérséklet magasabb párolgással több légköri nedvesség felvételét eredményezné. Ezt a feltételezést a mediterrán légtömegek szokásos útvonala mentén elhelyezkedő csapadékmérők történeti csapadékintenzitás adatainak elemzésével lehetne igazolni, vagy cáfolni. Ez a feltételezés tehát további kutatás tárgya lehet.

Mindez a feltételezés nincs ellentétben hazai klímakutatás eredményeivel, amelyek a csapadékos napok számának csökkenését, és ezzel párhuzamosan a csapadékos napokra vetített átlagos napi csapadékintenzitás emelkedését mutatják ki (BOZÓ 2017), mivel a csapadékos napokra vonatkoztatott átlagintenzitás nem állít semmit a lehetséges legnagyobb, vagy valamilyen valószínűségű meghaladási valószínűséggel jellemezhető csúcsintenzitások változására. Ez lehetséges, hiszen ha többször hull intenzív zápor vagy zivatar, de nem extrém intenzitással, az csökkenti az extrém csapadékok relatív gyakoriságát, és növeli az alacsonyabb intenzitásúakét a csúcsintenzitások megmaradása mellett. Mindenesetre – minthogy a jelen statisztikában csak évente egy adatot használtam fel – a jelen vizsgálatban ez nem mutatható ki, ehhez több (lényegesen több) éves nagycsapadék vizsgálata lenne szükséges. Ez további kutatás iránya lehet.

A legnagyobb intenzitású változatlanóságának igazolásaként értékelhető Budapest térségében Mychre és munkatársai 2019-ben megjelentetett eredménye (MYCHRE et al. 2019). A publikáció Európa viszonylatában közöl térképeket annak illusztrálására, hogy a csapadékintenzitás 99%-os percentilise miként változott az észlelések és klímamodellek futtatása során. Itt az észlelésekre vonatkozóan az állapítható meg, hogy Magyarországon, különösen Budapest térségében a változás nem szignifikáns. Növekedés a Balatonfelvidék és a dél-békési (az Erdélyi-középhegység, vagy Erdélyi-szigethegység délnyugati előtere) területen látható a modell szerint.

4.7.4. ELOSZLÁSFÜGGVÉNY ILLESZTÉSE

Az adatokra a 3.3.6. fejezetben leírtak szerint az extrémérték elmélet megfontolásainak megfelelően az általánosított extrémérték eloszlást (GEV) illesztettem. Az illesztés eredményét az empirikus eloszlásfüggvényekkel együtt a 31. ábra mutatja be.

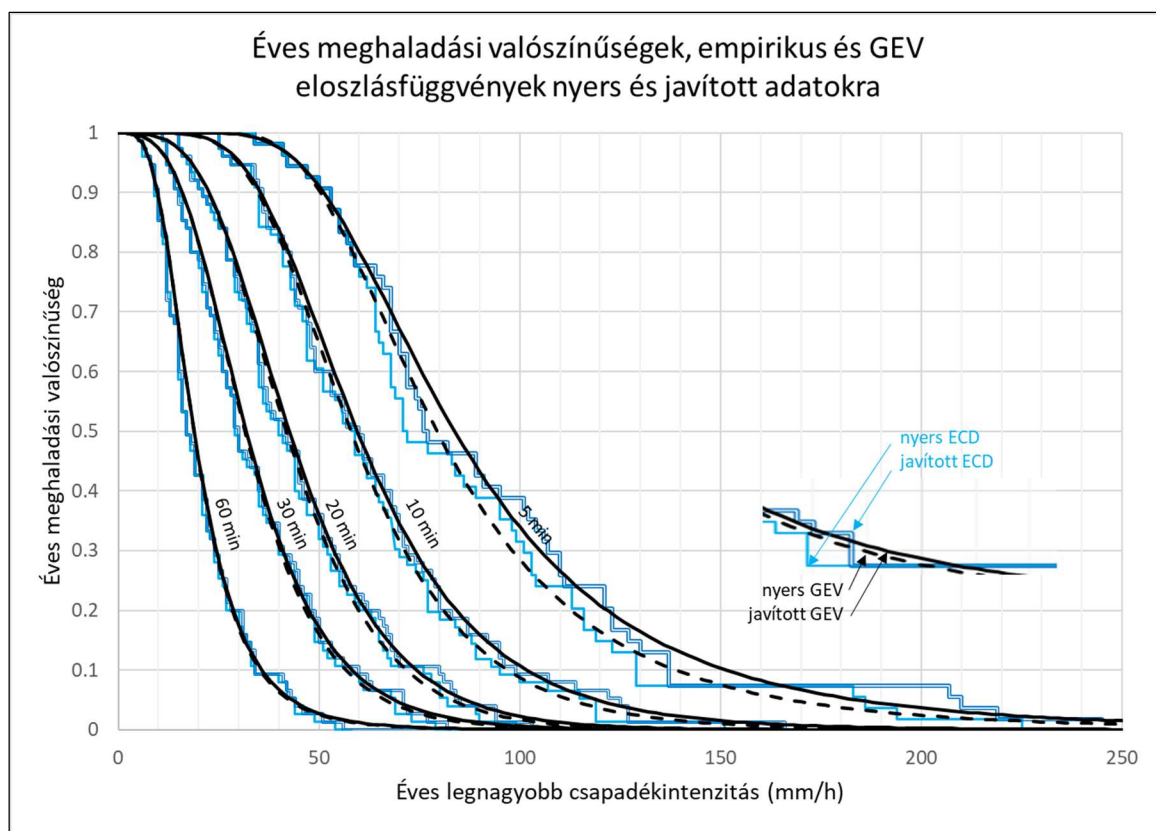
Az ábrán látható, hogy a korrekció kisebb mértékben módosította az egyes t időszakokhoz tartozó eloszlásfüggvényt. A legnagyobb eltérések jellemzően a ritkább, alacsony meghaladási valószínűségek tartományában láthatók. Megjegyzendő ugyanakkor, hogy a gyakorlatban az egyik leginkább érdekes kérdéskörben, a vízkárelhárítás, illetve megelőzés területén a ritka eseményekhez tartozó intenzitások lényegesek. A nyers és a javított adatok közötti különbségek a 0,50 valószínűség alatt fordulnak elő leginkább, ez alól csak az ötperces adatok jelentenek kivételt, ahol a számottevő eltérések már a 0,80 valószínűség alatt is mutatkoznak.

Hangsúlyozni szükséges, hogy a korrekció mértéke nagyban függ a csapadékmérő készülékektől. Amennyiben eleve jobb mérési paraméterekkel jellemezhető eszközöket alkalmazunk, a korrekció is kisebb, akár elhanyagolható is lehet. A jelen helyzetben alkalmazott Lambrecht 15188 TBG mérő kifejezetten jól teljesített az összehasonlító mérések során (VUERICH et al. 2009, LANZA, VUERICH 2010), és a legnagyobb korrekciót a Hellmann-Fuess rendszerű csapadékiró adatai tették szükségessé.

Az eloszlásfüggvények paramétereit a GEV eloszlásfüggvények paramétereit a 14. Táblázat tartalmazza.

14. Táblázat. GEV eloszlás paramétereit a nyers és javított adatokra

Intervallum	5 perc		10 perc		20 perc		30 perc		60 perc	
Paraméterek	nyers	javitott	nyers	javitott	nyers	javitott	nyers	javitott	nyers	javitott
Alak (ξ)	0.17	0.18	0.04	0.07	-0.01	0.01	0.017	0.00	0.11	0.10
Skála (σ)	25.08	28.18	19.51	20.42	16.10	16.69	13.02	13.40	7.59	7.70
Hely (μ)	69.30	72.42	50.31	51.52	35.58	36.10	26.50	26.70	15.81	15.80



31. ábra. Empirikus kumulatív eloszlásfüggvények a nyers és korrigált éves legnagyobb csapadékkintenzitás adatokra

4.7.5. IDF GÖRBÉK

Az IDF görbék adatait a modell eloszlások alapján számoltam ki. A mérnöki gyakorlatban szokásos átlagos visszatérési idővel jellemezhető éves legnagyobb csapadékintenzitásokat a nyers és javított értékekkel a 15. Táblázatban mutatom be.

15. Táblázat: Nyers és javított adatokból számolt éves legnagyobb csapadékintenzitások

Nyers adatok, mm/h						
Átl. visszatérési idő (év)	Valószínűség (%)	5 perc	10 perc	20 perc	30 perc	60 perc
1	99	35,6	21,5	10,8	6,9	5,1
2	50	78,8	57,5	41,5	31,3	18,6
4	25	104,1	75,3	55,5	42,9	25,9
10	10	138,2	96,5	71,4	56,4	35,1
20	5	166,4	112,2	82,7	66,2	42,3
50	2	208,6	133,4	97,3	79,1	52,4
100	1	244,8	149,8	108,0	88,9	60,7
Javított adatok, mm/h						
1	99	34,8	21,9	10,7	7,6	5,0
2	50	83,1	59,1	42,2	31,5	18,7
4	25	111,8	78,1	57,0	43,4	26,1
10	10	150,6	101,2	73,9	57,7	35,6
20	5	183,0	118,7	86,2	68,4	43,1
50	2	231,7	142,7	102,0	82,7	53,7
100	1	274,0	161,7	114,0	94,0	62,5

Az éves legnagyobb csapadékintenzitások javított adatokból számított értékeinek a nyers adatokból számolt eredményekre vonatkozó arányát a 16. Táblázatban tüntettem fel. A korábbi eredményekből várható volt, hogy az arányszámok a ritkább és rövidebb időtartamhoz kapcsolódó eseményeknél nagyobbak, mint a gyakoribb, hosszabb eseményekre vonatkozó eredmények esetében.

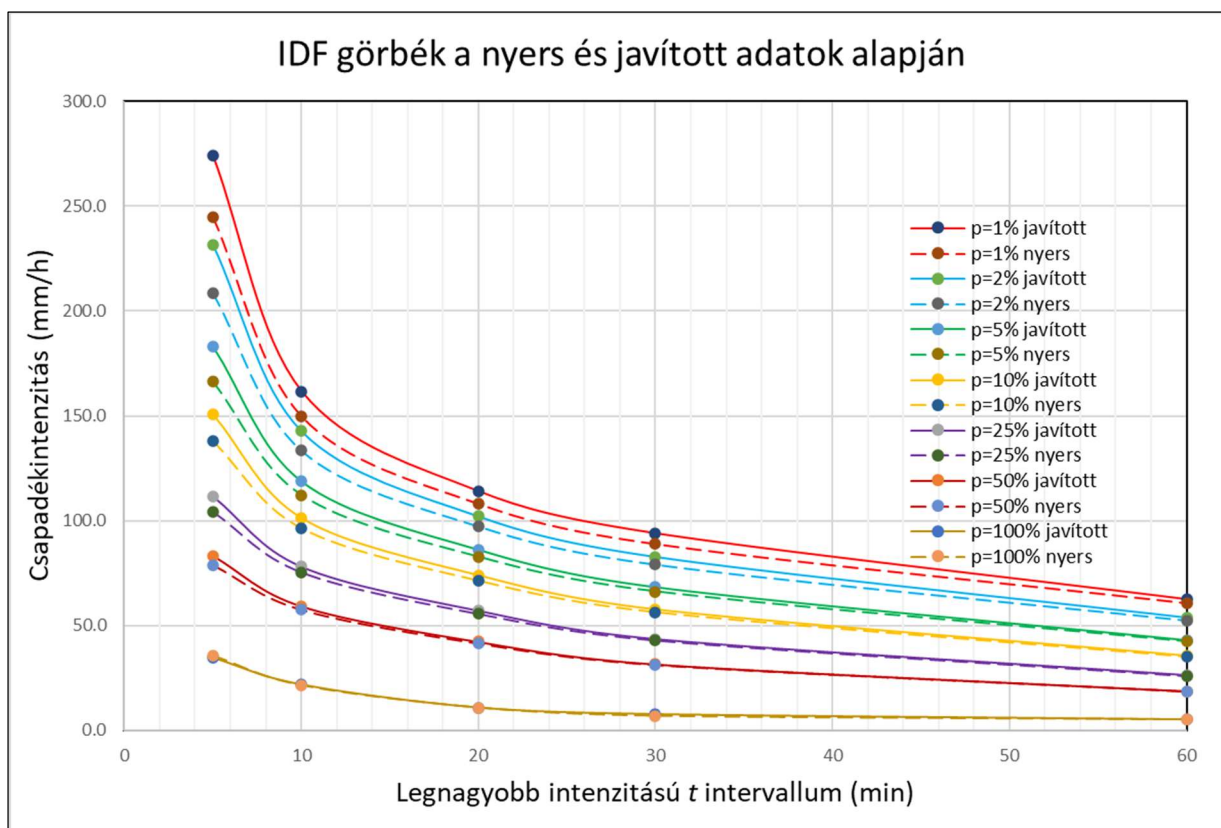
A javított és nyers adatok arányában a legnagyobb relatív növekedést az ötperces adatokban (12%), a tízperces adatoknál (8%) található, az 1% meghaladási valószínűség mellett. A hatvanperces adatoknál a korrekció mértéke 1-3%.

Az egyéves átlagos visszatérési idő esetén a korrekciókban az eredmények az elméletileg várt eredményhez képest ingadozást mutatnak, az időintervallum hosszabbodásával várt csökkenő arányszám helyett. Az ötperces adatokban például ebben az egyéves átlagos visszatérési idő tartományában korrekcióra nem került sor, minthogy a mérést SRW mérőkkel hajtották végre, kismértékű, 2%-os csökkenés látható. Ezek az eltérések az eloszlásfüggvények illesztésének bizonytalanságaiból (alacsony elemszámú minta) is adódhatnak. Az előbb említett bizonytalanságok eltűnnek azokban az esetekben, amikor az adatokban végrehajtott korrekció számottevő volt, így a ritkább előfordulás, alacsonyabb meghaladási valószínűség mellett várható csapadékintenzitásoknál.

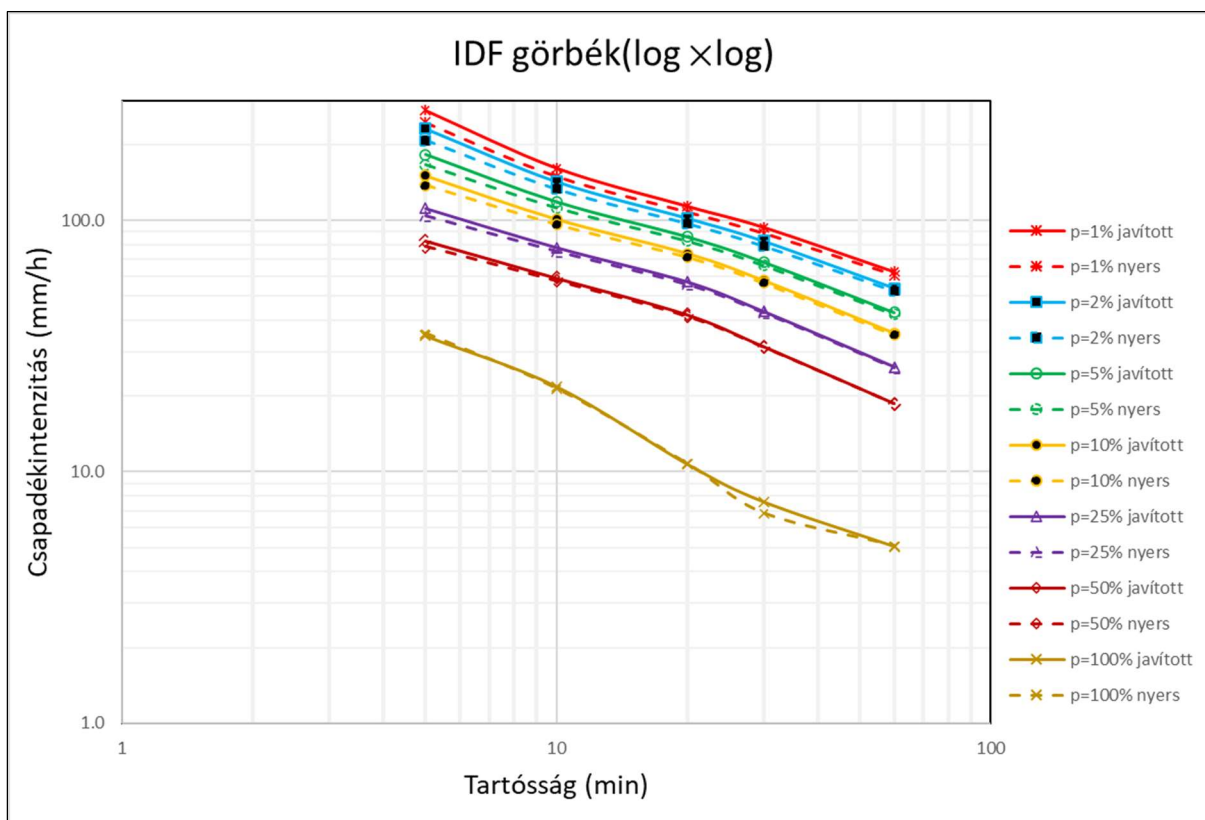
16. Táblázat: A javított és nyers adatokból számolt csapadékintenzitások aránya

A javított és nyers adatokból számolt intenzitások aránya						
Átlagos visszatérési idő (év)	Valószínűség (%)	5 perc	10 perc	20 perc	30 perc	60 perc
1	99	0.98	1.02	0.99	1.11	0.99
2	50	1.05	1.03	1.02	1.01	1.00
4	25	1.07	1.04	1.03	1.01	1.01
10	10	1.09	1.05	1.03	1.02	1.01
20	5	1.10	1.06	1.04	1.03	1.02
50	2	1.11	1.07	1.05	1.05	1.03
100	1	1.12	1.08	1.06	1.06	1.03

Az IDF görbét grafikusan is ábrázoltam, ezeket a 32. ábrán lineáris, a 33. ábrán pedig a mérnöki gyakorlatban inkább használt log×log koordinátarendszerben mutatom be.



32. ábra: IDF görbék a Budapest Belterület csapadékmérő állomás nyers és javított adatai alapján



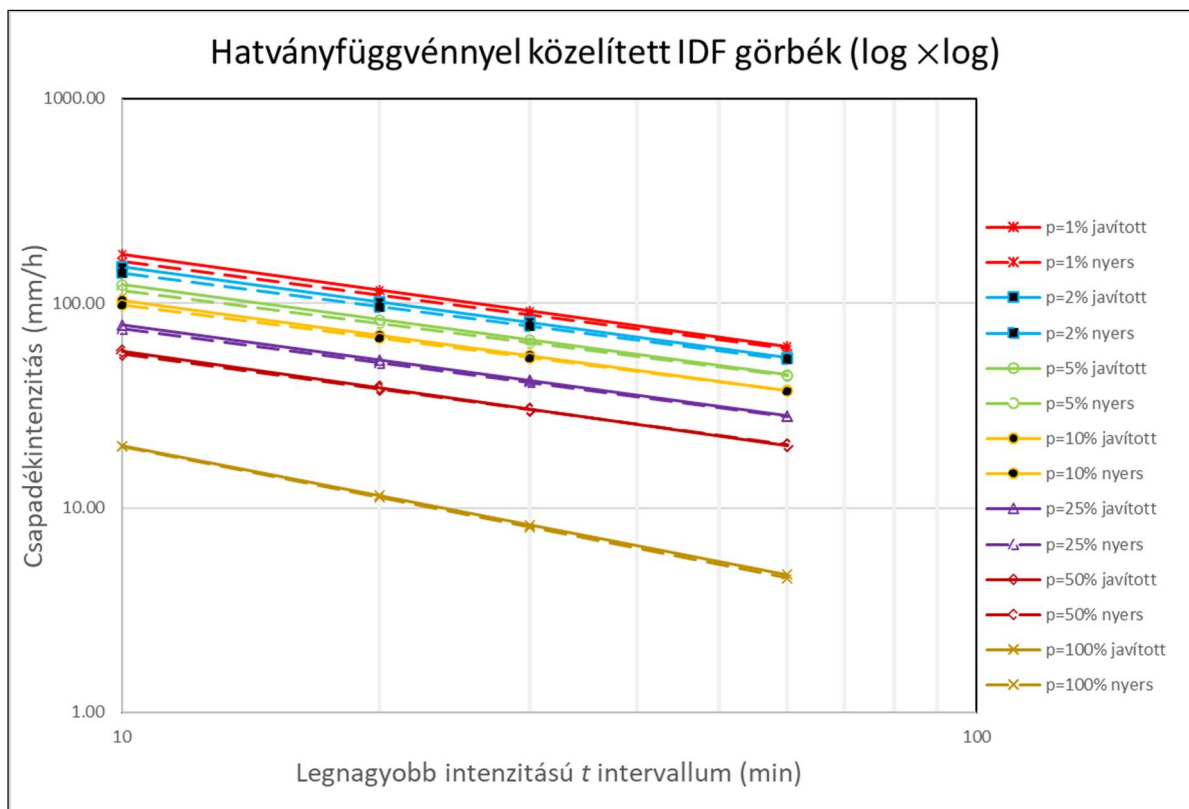
33. ábra: IDF görbe log-log koordinátarendszerben

Habár a fejezet célja a korrekció bemutatása volt egy esettanulmány révén, és nem a gyakorlatban felhasználható IDF görbék előállítását, a teljesség kedvéért elkészítettem az IDF görbékhez a szokásos, a hazai gyakorlatban használt visszatérési időkhöz tartozó hatványfüggvény alapú közelítéseket. A hatványfüggvények a együtthatói és b kitevői a 17. Táblázatban láthatók.

17. Táblázat: IDF görbe hatványfüggvény közelítésének a és b paraméterei

Átlagos visszatérési idő (év)	Meghaladási Valószínűség (%)		a	b
100	1	javított	659,01	-0,58
50	2	javított	564,96	-0,57
20	5	javított	455,50	-0,57
10	10	javított	382,04	-0,57
4	25	javított	293,62	-0,57
2	50	javított	228,23	-0,59
1	99	javított	129,62	-0,81
100	1	nyers	564,07	-0,55
50	2	nyers	488,07	-0,54
20	5	nyers	398,79	-0,54
10	10	nyers	338,42	-0,54
4	25	nyers	265,24	-0,55
2	50	nyers	210,91	-0,57
1	99	nyers	133,49	-0,83

A táblázat adatai alapján mutatom be a hatványfüggvénnyel közelített IDF görbét a 34. ábrán.



34. ábra: IDF görbék hatványfüggvény közelítése

A hatványfüggvényes közelítés kapcsán felmerül a kérdés, hogy mekkora pontossággal írja le a közelítés a GEV alapján számolt IDF görbéket. A 18. Táblázat a hatványfüggvénnyel közelített értékek arányát mutatja meg a GEV alapján számolt intenzitásértékekre vetítve.

18. Táblázat. A hatványfüggvénnyel közelített és a GEV-ből számított javított csapadékintenzitások aránya

Átlagos visszatérési idő (év)	Valószínűség (%)	5 perc	10 perc	20 perc	30 perc	60 perc
1	99	0,98	1,03	0,99	0,99	1,00
2	50	1,00	1,02	0,97	0,98	1,03
4	25	1,03	1,00	0,95	0,97	1,05
10	10	1,05	0,99	0,93	0,96	1,07
20	5	1,07	0,98	0,92	0,96	1,09
50	2	1,07	0,97	0,91	0,95	1,08
100	1	0,98	0,96	1,07	1,07	0,93

Az eredmények alapján látható, hogy az 5 és 60 perces adatokban észlelhető a legnagyobb eltérés, adott esetben a 7-9%-ot is elérve. A 10, 20, 30 perces adatok esetén az eltérés $\pm 3\%$ sávon belül marad, az 1% meghaladási valószínűség eseteit kivéve, ahol akár 7% is látható, változó irányultsággal, legtöbb esetben inkább lefelé módosítva a statisztikai alapon kapott eredményeket. A közelítés pontossága a gyakorlatban használt hatványfüggvény alapú csapadékintenzitás függvényekre vonatkozóan is felvethető.

Kérdés, hogy szabad-e a jelentős statisztikai elemző munka eredményeképp előállított adatokra akár 3-9%-os eltérést is eredményező közelítő függvényt illeszteni?

5. KÖVETKEZTETÉSEK ÉS A JAVASLATOK

Dolgozatomban bemutattam, hogy a folyékony csapadék és csapadékintenzitás mérésével kapcsolatban milyen, a méréssel összefüggő és az adatfeldolgozásból fakadó hibák fordulnak elő. A dolgozatban elsődlegesen a csapadékintenzitás mérésére összpontosítottam, különös tekintettel az archív csapadékintenzitás mérések felhasználhatóságára. Az archív adatok körében a csapadékírók és a billenőkanalas csapadékmérők adatait vizsgáltam.

Az archív csapadékadatok kapcsán megállapítható, hogy egyrészt az eredeti regisztrációs szalagok nem feltétlen találhatók meg, így csak kivonatolt adatok felhasználása lehetséges. A kivonatolt adatokban is megtalálhatók a mérők szisztematikus hibái. Az adatok jelentős részét előállító szifonos-úszós csapadékmérők esetében a szifonozással kapcsolatos hiba, a billenőkanalas csapadékmérők esetében pedig a mérőkanálból való kifröccsenésből, a kanál tehetetlenségével és leürülésével kapcsolatos hiba azt okozza, hogy a mért adat, különösen az intenzív csapadékhullás időszakában a mérőbe jutó csapadékvizet a valóságos mennyiségénél kisebb értékkel méri. Ezek az adatok a későbbi feldolgozásokba átöröklődnek és a csapadékintenzitások alulbecslését eredményezik. A billenőkanalas mérők esetében a rendelkezésre álló korrekciós képlet felhasználhatóságát nehezíti az, hogy az adatok a javítóképlet kialakítása során alkalmazott egyperces időtartamnál hosszabb mérési periódussal rögzített adatok állnak rendelkezésre. A billenőkanalas mérőkkel gyűjtött archív adatok utólagos javítása a vizsgálat szerint a kevésbé pontos mérők esetén indokolt, és a fejlesztett kiegészítő korrekciós eljárásokkal megvalósítható.

A kutatásom során a dolgozatomban is bemutatott eljárást fejlesztettem a szifonos és a billenőkanalas mérők feldolgozott adatainak utólagos korrekciójához, amely – amennyiben a mérő kalibrációs paraméterei ismertek (esetleg becsülhetők) – a sok évtizeddel ezelőtt mért adatok utólagos átértékelését lehetővé teszik. Az adatok utólagos korrekciója felveti a verifikáció kérdését is, amellyel igazolható lehet a javítás jósága. Ez terepi méréssel biztosítható az összehasonlító méréseknél használt gödörben elhelyezett, szél hatásától védett nagy megbízhatóságú súlymérés alapú csapadékmérők alkalmazásával. A billenőkanalas mérők hosszú periódusú adataihoz javasolt eljárás egyébként minden olyan esetre alkalmazható, amelyben hosszabb periódusú adatok javítása lenne szükséges olyan hatványfüggvény alkalmazásával, amely eltérő mérési periódus esetére lett kifejlesztve. A felhasználás köre a meteorológiai mérések körén túl is lehetséges.

Esettanulmányon mutattam be a szisztematikus hiba javítására fejlesztett módszerek alkalmazását, és az eljárás alkalmazásával bekövetkező korrekció nagyságrendjét. Ennek eredményeképp a csapadékmaximum függvényekre gyakorolt torzító hatást is megmutattam.

A csapadékmaximum függvények pontossági kérdése amiatt is lényeges, hogy például a klímaváltozás során rendre felmerülő, a csapadékintenzitás megváltozására vonatkozó állítások pontossága növelhető legyen, az állításokat igazoljuk vagy épp cáfoljuk. Az alkalmazott adatok esetében a csapadékintenzitás összefüggésekben, főként a mérnöki gyakorlatban lényeges 10 – 30 perces extrém csapadékintenzitások vonatkozásában 6-10% hibát lehetett kimutatni, ennyivel kisebb értékek figyelembevételével került sor a korábbi IDF összefüggések megállapítására.

E hibán túl rámutattam arra is, hogy az állandó mérési periódussal előállított adatok feldolgozása során további hibák kerülhetnek az IDF adatokba; ezek hatása a 10 perces mérési intervallumban a 10-30 perces adatokra 3-7 % lehet. E hibák javítására egyelőre nincs használatban lévő eljárás.

Bemutattam azt is, hogy a valószínűségi függvények alapján számított csapadékintenzitásokra a felhasználhatóság kényelmi szempontjai érdekében illesztett hatványfüggvények közelítési hibái milyen mértékben torzítják a valószínűségelméleti és statisztikai megfontolásokkal meghatározott csapadékintenzitás adatokat. Az kényelem érdekében a kijavított, feldolgozott adatokkal akkurátus

eljárással illesztett eloszlásfüggvényen alapuló eredmények egyszerű hatványfüggvényekkel végzett közelítése közel 10%-ot elérő hibát okoz egyes esetekben.

Bemutattam dolgozatomban azt is, hogy a csapadékmérők esetében kimutatott szél okozta mérési hiba a csapadékmérők esetén is számottevő. A Hellmann-Fuess szifonos csapadékmérő berendezések CDF modellezésével – a rendelkezésre álló modellezési kapacitás függvényében csak kvalitatív értelemben – kimutattam, hogy a szél miatt bekövetkező mérési hiba hasonló nagyságrendű, mint az a hagyományos csapadékmérők esetében észlelhető. A szél miatt kialakuló mérési hibák utólagos korrekciója a régi adatok esetén talán csak statisztikai úton, becslés révén valósítható meg, de ehhez további elemzések szükségesek. Az új mérések esetében a párhuzamosan folytatott szél és csapadékmérés módját ad a korrekciók elvégzésére. Mindkét esetben rendelkezni kell ugyanakkor a szél okozta veszteség pontos ismeretén alapuló összefüggéssel.

A dolgozatomban bemutatott kutatási eredmények alapján a következő javaslatokat teszem.

- A. A csapadékmérők szél okozta mérési hibájának elemzésére a napon belüli csapadékok esetének vizsgálata szükséges, amelyhez a csapadék és szélstatistika együttes vizsgálata szükséges.
- B. A szél miatti mérési hiba kimutatásához szükséges a berendezések áramlástanai vizsgálata, amely során a régebben használt csapadékmérők mérési hibáját is becsülni lehet, hasonlóan néhány ilyen irányú vizsgálathoz, egyes készülékekre vonatkozóan.
- C. A korábbi csapadékmérési adatok szisztematikus hibáktól való mentesítése szükséges, amely révén a múltbéli adatok revíziója megtörténhet, és ennek révén a klímatörténeti adatok korrekciójára sor kerülhet.

KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

A dolgozat elkészítését jelentős mértékben elősegítette a Magyar Meteorológiai Szolgálat a feldolgozásra alkalmas csapadékadatok biztosításával. E rendelkezésre bocsájtott archív csapadékadatok nélkül inspiráció és esettanulmány nélkül maradtam volna. Ugyancsak köszönettel tartozom Varga Laura doktorandusznak, aki a megkapott csapadékadatok digitalizálását végezte. Köszönöm témavezetőm támogatását a munka tökéletesítésében. Köszönettel tartozom korábbi egyetemi oktatómnak, dr. Rátky Istvánnak, aki kritikai észrevételeivel sokat segített a dolgozat korai stilisztikai formálása során.

A dolgozatom elkészítéséhez köszönettel tartozom páromnak, Ritának a sok türelemért, amellyel a munkámat támogatta, valamint a kritikai észrevételekért, amellyel a munkámat elősegítette.

ÁBRÁK JEGYZÉKE

1. ábra: Csapadékiró berendezések a XIX. század végéről; felül Negretti-Zambra gyártmányú billenőkanalas (TBG) mérő, alul balra App-féle szintmérés elven működő csapadékiró (FRG), alul jobbra Hottinger-féle súlymérés elven működő csapadékiró (Kurytka 1953)
2. ábra: IDF görbe értelmezése. A log-log skálázású görbe egy adott éves meghaladási valószínűségi szint mellett valamely időtartamokhoz tartozó legnagyobb csapadékinzenzításokat mutatja.
3. ábra: Balra: Washington DC csapadékmaximum ábrája 1886-ból, Hoxie nyomán (Hoxie, 1886); jobbra: amerikai csapadékfüggvények (átlag és maximum) Sherman 1905-ös publikációjából (Sherman, 1905)
4. ábra: A Hellmann-rendszerű csapadékmérő és csapadékirók kontúr ábrái. „A” – 69d típusú hagyományos csapadékmérő; „B” – 95 típusú SRW berendezés; „C” – 95y típusú nagyobb méretű SRW berendezés (típusmegjelölés a Dr. Alfred Müller Atelier MI KG katalógus szerint)
5. ábra. A Budapest Belterület meteorológiai állomás az ötvenes években, valamint az épület tetején kialakított mérőterasz (forrás: https://www.met.hu/eghajlat/magyarorszag_eghajlata/eghajlati_adatsorok/Budapest/leirasok/tortenet/)
6. ábra. Budapest-Belterület csapadékinzenzítés adatai; az elemzéshez rendelkezésre álló adatok és azt alkotó részadatok
7. ábra: Csapadékmérési eljárások főbb jellemzői
8. ábra: 1 perces mintázási periódusú csapadékinzenzítés idősor (folyamatos szürke vonal, a baloldali tengelyre vonatkoztatva), és a $CF5$ értékek folyamatos vörös vonal, a jobboldali tengelyre vonatkoztatva) az $n=5$ esetre, mozgó időablakkal számolva. A csapadékinzenzítés magas értékei és a $CF5$ magas értékei külön tartományban találhatóak.
9. ábra. 10-20-30-60 perces időszakra vonatkozó CFt adatok. Bal szélén a perces csapadékinzenzítés, jobb szélén a CF értékek skálájával
10. ábra: A benedvesítési veszteség számításának értelmezése
11. ábra: A visszamaradó vízmennyiség (cseppek és mérőhengerben maradó víz) hatása az SRW berendezés csapadék regisztrátumára; az első leürítési ciklus száraz periódus után a hibáktól mentes, a további ciklusokban a csapadék végéig $h_{c,err}$ hiba kerül a regisztrátumba
12. ábra. Modellezett szimmetrikus áramlási tér a két vizsgált csapadékmérő test körül (A és B alak)
13. ábra. Abszolút sebesség eloszlás a modell főmetszetében, a szélesebbességgel párhuzamosan az A típusú (balra) és B típusú (jobbra, SRW) Hellmann csapadékmérők körül. (Sebességek: m/s, méretek: m)
14. ábra. Vízszintes (U_x) hosszirányú sebességek eloszlása a főmetszetben, az A típusú (balra) és B típusú (jobbra, SRW) Hellmann csapadékmérők esetében. (Pozitív irány: balról jobbra, Sebességek: m/s, méretek: m)

15. ábra. Főmetszetre merőleges irányú (U_y) sebességek eloszlása a főmetszetben, az A típusú (balra) és B típusú (jobbra) Hellmann csapadékmérők esetében. (Pozitív irány: a főmetszettől távolodó, Sebességek: m/s, méretek: m)
16. ábra. Függőleges (U_z) sebességek eloszlása a főmetszetben, az A típusú (balra) és B típusú (jobbra, SRW) Hellmann csapadékmérők esetében. (Pozitív irány: felfelé, Sebességek: m/s, méretek: m)
17. ábra. Függőleges (U_z) sebességkomponensek eloszlása a csapadékmérők peremének síkjában, az A típusú (balra) és B típusú (jobbra) Hellmann csapadékmérők esetében. (Pozitív irány: felfelé, Sebességek: m/s, méretek: m)
18. ábra: Egy csapadék mesterségesen előállított SRW diagrammja, a legnagyobb 5, 10, 20, és 30 perces intenzitású időablakkal
19. ábra: Szifonos leürítések számának relatív gyakorisága; első oszlopban véletlen felvett h_0 szimulált értékekkel, második oszlopban $h_0 = 5 \text{ mm}$, harmadik oszlopban $h_0 = 0 \text{ mm}$ feltétel mellett
20. ábra. Szifonos csapadékirók leürítéseinek száma az egyes mérési periódusokban, egyes meghaladási valószínűségekhez tartozó intenzitások esetén a $h_0 = 0 \text{ mm}$ $h_0 = 5 \text{ mm}$ kezdeti vízszint feltételezésével
21. ábra: Példa csapadék idősor és összeggörbe (Abtsmüng-Untergröningen, 2018.06.11, DWD adatok)
22. ábra: A példa idősor bemutatása ombrográf szalag formátumban.
23. ábra: Ötperces intenzitás idősorok egyperces eltolással. A maximális intenzitásnak ötféle értéke lehet (Abtsmüng-Untergröningen, 2018.06.11, DWD adatai nyomán)
24. ábra: Maximális egyperces csapadékintenzitások (pontok) görbéje és a fix mintázási intervallumokhoz tartozó maximumok (X-ek) viszonya
25. ábra. Csapadékintenzitások lehetséges maximum görbéi a 10 perces mérési periódusokkal
26. ábra: 5 perces, éves maximumcsapadék intenzitások korrekciója
27. ábra: 10 és 20 perces éves maximum csapadékintenzitások korrekciója
28. ábra: 30 és 60 perces éves maximum csapadékintenzitások korrekciója
29. ábra: Éves legnagyobb csapadékintenzitások nyers és javított értékeinek empirikus eloszlásfüggvényei az 5, 10, 20, 30, 60 perces intervallumokra
30. ábra. A rész-adatsorokkal végzett Kruskal-Wallis H-teszt néhány statisztikai paramétere
31. ábra. Empirikus kumulatív eloszlásfüggvények a nyers és korrigált éves legnagyobb csapadékintenzitás adatokra
32. ábra: IDF görbék a Budapest Belterület csapadékmérő állomás nyers és javított adatai alapján
33. ábra: IDF görbe log-log koordináta-rendszerben
34. ábra: IDF görbék hatványfüggvény közelítése

MELLÉKLETEK

I. Melléklet

Hellmann-Fuess csapadékíróval rögzített adatok szerkezete

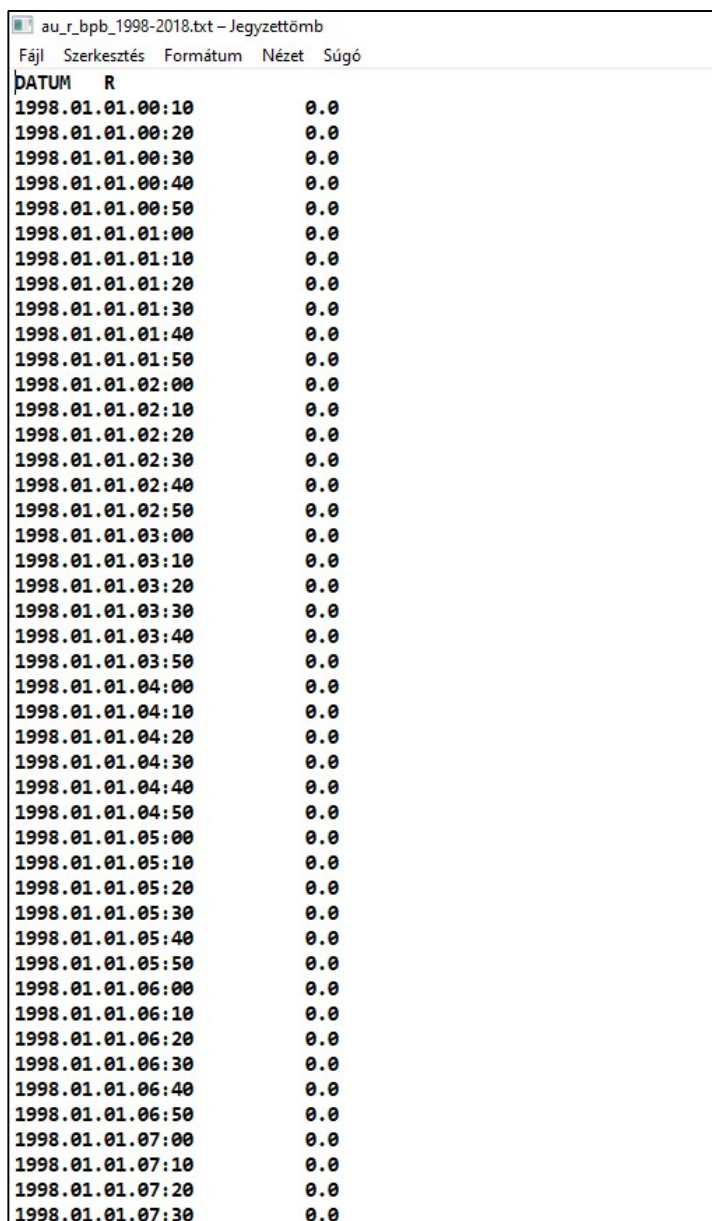
Az 1966. évi intenzív nagycsapadékok csapadék részösszegei az április-május időszakra, amely alapján az intenzitás számolható volt.

Állomás: <u>Budapest</u>		Év: <u>1966.</u>															
Műszer:		Hónap:															
N ^o	kútca	kezdete			vége			Idő-tartam (perc)	Összeg (mm)	maximális részösszegek							
		nap	óra	perc	nap	óra	perc			5 perc	10 perc	20 perc	30 perc	1 óra	3 óra		
01		<u>Április</u>															
02		<u>2</u>							<u>1,6</u>								<u>0,5</u>
03		<u>3</u>							<u>9,5</u>								<u>1,6</u>
04		<u>8</u>							<u>2,3</u>	<u>0,5</u>	<u>0,8</u>	<u>1,3</u>	<u>2,0</u>	<u>2,3</u>			
05		<u>9</u>							<u>1,6</u>	<u>0,8</u>	<u>0,9</u>	<u>0,9</u>	<u>0,9</u>	<u>0,9</u>			
06		<u>10</u>							<u>6,0</u>	<u>1,8</u>	<u>2,8</u>	<u>3,5</u>	<u>4,4</u>	<u>5,2</u>			
07		<u>11</u>							<u>8,4</u>	<u>0,3</u>	<u>0,6</u>	<u>1,0</u>	<u>1,4</u>	<u>2,5</u>			
08		<u>11</u>							<u>8,4</u>	<u>0,3</u>	<u>0,5</u>	<u>0,8</u>	<u>1,0</u>	<u>1,0</u>			
09		<u>15</u>							<u>1,2</u>	<u>0,4</u>	<u>0,6</u>	<u>0,8</u>	<u>1,0</u>	<u>1,2</u>			
10		<u>17</u>							<u>6,9</u>	<u>0,3</u>	<u>0,4</u>	<u>0,6</u>	<u>0,7</u>	<u>0,7</u>			
11		<u>20</u>							<u>1,9</u>	<u>0,6</u>	<u>1,2</u>	<u>2,1</u>	<u>2,3</u>	<u>2,4</u>			
12		<u>21</u>							<u>2,0</u>	<u>0,5</u>	<u>0,7</u>	<u>0,8</u>	<u>0,9</u>	<u>1,0</u>			
13		<u>28</u>							<u>1,0</u>	<u>0,2</u>	<u>0,4</u>	<u>0,6</u>	<u>0,7</u>	<u>0,8</u>			
14		<u>30</u>							<u>3,7</u>	<u>1,0</u>	<u>1,9</u>	<u>3,0</u>	<u>3,3</u>	<u>3,7</u>			
15		<u>Május</u>															
16		<u>8</u>							<u>0,7</u>								<u>0,5</u>
17		<u>9</u>							<u>8,1</u>	<u>0,5</u>	<u>0,7</u>	<u>1,1</u>	<u>1,7</u>	<u>2,6</u>			
18		<u>11</u>							<u>15,0</u>	<u>1,2</u>	<u>1,3</u>	<u>1,5</u>	<u>1,9</u>	<u>2,5</u>			
19		<u>11</u>							<u>15,0</u>	<u>0,2</u>	<u>0,4</u>	<u>0,6</u>	<u>0,9</u>	<u>1,3</u>			
20		<u>26</u>							<u>8,8</u>	<u>0,5</u>	<u>0,8</u>	<u>1,5</u>	<u>2,0</u>	<u>3,9</u>			
21		<u>27</u>							<u>2,8</u>	<u>1,2</u>	<u>1,5</u>	<u>2,5</u>	<u>2,8</u>	<u>2,8</u>			
22		<u>29</u>							<u>5,0</u>	<u>0,2</u>	<u>0,3</u>	<u>0,5</u>	<u>0,8</u>	<u>1,0</u>			
23		<u>30</u>							<u>9,6</u>	<u>0,8</u>	<u>1,3</u>	<u>1,9</u>	<u>3,4</u>	<u>4,4</u>			
24		<u>Június</u>															
25																	
26																	
27																	
28																	
29																	
30																	
31																	
32																	
33																	
34																	
35																	

II. Melléklet

Lambrecht billenőkanalas csapadékmérővel rögzített adatok szerkezete

Az adatok 10 perces részösszegekkel szerepelnek, amelyből az intenzitást külön programmal (Excel táblázatkezelő) kellett intenzitásokká feldolgozni.



DATUM	R
1998.01.01.00:10	0.0
1998.01.01.00:20	0.0
1998.01.01.00:30	0.0
1998.01.01.00:40	0.0
1998.01.01.00:50	0.0
1998.01.01.01:00	0.0
1998.01.01.01:10	0.0
1998.01.01.01:20	0.0
1998.01.01.01:30	0.0
1998.01.01.01:40	0.0
1998.01.01.01:50	0.0
1998.01.01.02:00	0.0
1998.01.01.02:10	0.0
1998.01.01.02:20	0.0
1998.01.01.02:30	0.0
1998.01.01.02:40	0.0
1998.01.01.02:50	0.0
1998.01.01.03:00	0.0
1998.01.01.03:10	0.0
1998.01.01.03:20	0.0
1998.01.01.03:30	0.0
1998.01.01.03:40	0.0
1998.01.01.03:50	0.0
1998.01.01.04:00	0.0
1998.01.01.04:10	0.0
1998.01.01.04:20	0.0
1998.01.01.04:30	0.0
1998.01.01.04:40	0.0
1998.01.01.04:50	0.0
1998.01.01.05:00	0.0
1998.01.01.05:10	0.0
1998.01.01.05:20	0.0
1998.01.01.05:30	0.0
1998.01.01.05:40	0.0
1998.01.01.05:50	0.0
1998.01.01.06:00	0.0
1998.01.01.06:10	0.0
1998.01.01.06:20	0.0
1998.01.01.06:30	0.0
1998.01.01.06:40	0.0
1998.01.01.06:50	0.0
1998.01.01.07:00	0.0
1998.01.01.07:10	0.0
1998.01.01.07:20	0.0
1998.01.01.07:30	0.0

III. Melléklet

Éves legnagyobb csapadékintenzitások (korrekció előtt)

		Éves legnagyobb intenzitások					
		-	5 perc	10 perc	20 perc	30 perc	60 perc
1	2018	-	188.34	140.84	111.67	66.67	
2	2017	-	265.01	250.84	220.00	125.00	
3	2016	-	100.00	70.83	49.45	40.56	
4	2015	-	331.67	98.34	83.34	60.28	
5	2014	-	100.00	98.34	83.34	60.28	
6	2013	-	246.67	217.50	193.34	116.95	
7	2012	-	136.67	97.50	66.67	35.56	
8	2011	-	116.67	66.67	45.56	30.00	
9	2010	-	225.00	125.00	85.56	66.95	
10	2009	-	196.67	124.17	83.89	43.89	
11	2008	-	156.67	89.17	63.33	36.95	
12	2007	-	235.00	165.84	119.45	72.22	
13	2006	-	211.67	175.84	136.67	93.61	
14	2005	-	123.34	116.67	83.34	54.17	
15	2004	-	120.00	76.67	52.22	35.83	
16	2003	-	173.34	125.00	99.45	63.89	
17	2002	-	133.34	125.00	99.45	63.89	
18	2001	-	153.34	127.50	111.67	59.72	
19	2000	-	71.67	53.33	40.00	24.72	
20	1999	-	258.34	229.17	171.11	85.84	
21	1998	-	133.34	118.34	81.11	44.17	
22	1992	510.01	280.01	160.00	109.45	19.44	
23	1984	173.34	111.67	75.83	61.11	54.17	
24	1983	240.00	163.34	81.67	50.56	27.22	
25	1982	133.34	100.00	59.17	45.56	27.78	
26	1981	233.34	191.67	153.34	147.23	76.39	
27	1980	626.68	166.67	145.84	132.22	34.17	
28	1979	150.00	128.34	105.00	75.56	42.22	
29	1978	333.34	250.01	183.34	144.45	117.50	
30	1977	266.67	216.67	181.67	132.78	67.22	
31	1976	190.00	93.34	55.83	39.45	31.39	
32	1975	316.67	190.00	100.00	97.40	93.06	
33	1974	200.00	190.00	186.67	136.11	90.00	
34	1973	250.01	166.67	113.34	57.78	33.33	
35	1972	316.67	201.67	148.34	135.56	91.95	
36	1969	200.00	151.67	100.00	73.33	42.22	
37	1968	183.34	155.00	100.00	71.67	38.61	
38	1967	140.00	93.34	50.00	33.89	26.94	
39	1967	266.67	183.34	154.17	113.89	74.45	
40	1966	200.00	166.67	108.34	73.89	49.17	
41	1965	186.67	143.34	91.67	62.22	45.00	
42	1964	253.34	170.00	113.34	91.11	60.83	
43	1963	333.34	333.34	225.00	163.34	85.28	
44	1962	180.00	180.00	179.17	120.56	60.56	
45	1961	143.34	116.67	101.67	76.67	48.33	
46	1960	166.67	133.34	83.34	56.67	28.33	
47	1959	260.01	236.67	222.50	152.23	76.67	
48	1958	150.00	120.00	75.83	60.00	45.00	
49	1956	316.67	216.67	132.50	96.11	49.17	
50	1955	300.01	300.01	275.01	191.67	152.78	
51	1954	480.01	320.01	213.34	168.89	112.78	
52	1953	166.67	116.67	83.34	70.10	52.50	
53	1952	300.01	206.67	125.00	123.34	86.95	
54	1951	333.34	216.67	189.17	136.67	71.67	
55	1950	136.67	108.34	80.83	67.78	43.33	
56	1949	183.34	143.34	85.00	60.00	35.83	
57	1948	156.67	143.34	143.34	102.22	53.33	
58	1947	106.67	75.00	45.83	32.78	16.39	
59	1944	176.67	128.34	97.50	69.45	37.22	
60	1943	153.34	78.33	43.33	34.45	18.33	
61	1942	256.67	191.67	140.00	105.56	69.45	
62	1941	146.67	123.34	90.84	67.22	43.33	
63	1929	333.34	333.34	185.84	194.45	138.61	
64	1928	90.00	70.00	43.33	34.45	33.61	
65	1927	110.00	98.34	50.83	46.11	35.28	
66	1926	176.67	133.34	101.67	78.89	44.45	
67	1925	216.67	180.00	150.00	125.00	95.00	
68	1924	500.01	421.68	250.01	205.56	122.50	
69	1923	266.67	250.01	133.34	88.89	46.11	
70	1922	143.34	95.00	61.67	42.78	30.00	
71	1920	166.67	100.00	75.83	50.56	25.28	
72	1918	170.00	131.67	94.17	82.78	45.00	
73	1917	166.67	120.00	69.17	38.89	32.50	
74	1916	270.01	185.00	140.00	97.78	52.22	
75	1915	246.67	215.00	168.34	126.67	75.28	

V. Melléklet: Felmelegedett fémlapra hulló eső párolgásának becslése

A számolás lépései

1. A meleg fémlapra cseppenő eső felmelegszik.
2. A felmelegedett cseppből párolgás révén víz távozik.
3. A fémlap hőenergiát ad át előbb a felmelegedésre, utóbb a párolgásra; habár a két folyamat
4. A fémlap 70 fokról 20 fokra hűl a víz hatására (egyéb hűtő hatással nem számolunk)

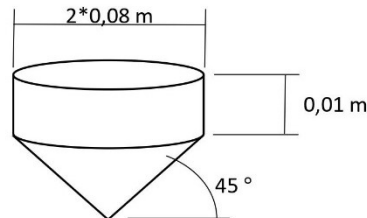
A számolás:

A. Alapadatok

A1 A fém kezdeti hőmérséklete	$t_1 =$	70 fok Celsius
A2 A fém végső hőmérséklete	$t_2 =$	20 fok Celsius
A2 A fém fajhője		
acél	$c_{acél} =$	469 J/(kg.C)
alumínium	$c_{alum} =$	900 J/(kg.C)
A3 A víz fajhője	$c_{víz} =$	4180 J/(kg.C)
A4 A víz párolgáshője (20-70 fokon, átlagosan)	$p_{víz} =$	2450000 J/kg

A5 A fémlap felülete (1/50 m² gyűjtőfelület mellett, $r=0.08$ m, tölcser hajlása 45 fok)

A mérő fémlap felületének becsült méretei:



Felület:

$$A = 1/50 * 1 / \cos 45 + 0.1 * 2 * 0.08 * \pi = 0.079 \text{ m}^2$$

A6 A fémlap vastagsága

$$v = 0.001 \text{ m}$$

A7 A fém sűrűsége

acél	$\rho_{acél} =$	7800 kg/m ³
alumínium	$\rho_{alum} =$	2700 kg/m ³

A8 a fém tömege

acél	$m = \rho_{acél} * A * v =$	0.612 kg
alumínium	$m = \rho_{alum} * A * v =$	0.212 kg

B. A szélsőséges modell: csak párolgás révén mennyi víz képes egyáltalán elpárologni vákuumban

B1 A fémlap lehűlése során elvesztett hő mennyisége

Acél esetén	$E_{acél} = c_{acél} * m * (T_2 - T_1) =$	14358 J
Alumínium esetén	$E_{alum} = c_{alum} * m * (T_2 - T_1) =$	9541 J

B2 Az elpárologtatható víz tömege az előbbi energia párolgáshőként való elfogyasztása révén

a.) Acél esetén	$m_a = E_{acél} / p_{víz} =$	0.006 kg
b.) Alumínium esetén	$m_b = E_{alum} / p_{víz} =$	0.004 kg

Ez a mennyiség csapadékösszegben kifejezve:

a.) Acél esetén	$m_a / \rho_{víz} * 50 / 1000 =$	0.293 mm [l/m ²]
b.) Alumínium esetén	$m_b / \rho_{víz} * 50 / 1000 =$	0.195 mm [l/m ²]

A DISSZERTÁCIÓ TÁRGYÁBAN KÉSZÍTETT SAJÁT PUBLIKÁCIÓK

1. **RÁCZ Tibor**, BANA Zsolt, SZÉKELY Árpád, Dr. SZILÁGYI Mihály „*Csapadékmérő hálózat fejlesztése Budapesten*”, Konferencia előadás és dolgozat, A Magyar Hidrológiai Társaság XXX. Vándorgyűlése, Kaposvár, 2012. 07.04-06.
2. **RÁCZ Tibor**, BANA Zsolt, SZÉKELY Árpád, TÓTH Katalin: „*A Fővárosi Csatornázási Művek Zrt. csapadékmérő rendszere, a 2014. év május-szeptember időszak csapadékviszonyai a főváros területén*” Konferencia előadás és dolgozat, A Magyar Hidrológiai Társaság XXXIII. Vándorgyűlése, 2015. 07.01-03. Szombathely, ISBN 978-963-8172-34-1
3. **RÁCZ Tibor**: „*Három budapesti felhőszakadás 2015-ben: június 9., július 8. és augusztus 17*” Konferencia előadás és dolgozat, A Magyar Hidrológiai Társaság XXXIV. Vándorgyűlése, Debrecen, 2016.07.06-2016.07.08. (ISBN:978-963-8172-35-8)
4. **RÁCZ Tibor**: “*Közeli csapadékmérők rövid adatsorainak alkalmazása egy területet jellemző csapadékviszonyainak leírására. Példa az 1956.07.01-1967.03.31 közötti budapesti csapadékadatok felhasználásával*” Konferencia előadás és dolgozat, A Magyar Hidrológiai Társaság XXXVI. Vándorgyűlése, Gyula, 2018.07.04-06., ISBN 978-963-8172-39, 2017
5. **RÁCZ Tibor**: „*A 2017. május 23-i és az azt megelőző 2015. évi három budapesti felhőszakadás jellemzői*” Konferencia előadás és dolgozat, Országos Települési Csapadékvíz-gazdálkodási Konferencia, 2017 Baja, ISBN 978-615-5845-21-5, ISBN: 9786155845222, 194-213p
6. Oszoly Tamás, Gerőfi-Gerhardt András, Pálvölgyi-Buczynska Ilona, **RÁCZ Tibor**, Barabás Győző: „*Gondolatok a települési csapadékvíz gazdálkodáshoz*” Vízmű Panoráma, 2019., XXVII/3. 5-13p
7. **RÁCZ Tibor**: „*Mekkora lehet a legnagyobb budapesti csapadékösszeg?*” Vízmű Panoráma, 2019., XXVII/3. 17-22p
8. **RÁCZ Tibor**: “*A mintavétel és adatfeldolgozás szerepe a csapadékmaximum függvények megbízhatóságában és alkalmazhatóságában*” Hidrológiai Közlöny, Vol 100. No 4., 2020, pp. 52-59. HU ISSN 0018-1323
9. **RÁCZ Tibor**: „*On the correction of processed archive rainfall data siphoned rainfall writers*” Időjárás, vol. 125, No.3. pp. 513–519.
10. **RÁCZ Tibor**: „*Application of correction procedures for some systematic measurement errors to rainfall intensity data of a rain gauge in Budapest*”, Periodica Politechnica Civil Engineering, 2021. <https://doi.org/10.3311/PPci.17731>.
11. **RÁCZ Tibor**: „*On the correction of multiple minute sampling rainfall data of tipping bucket rainfall recorders*” Időjárás, Időjárás, Accepted for publication.

IDÉZETT IRODALOM

- ADAMI, A., DA DEPPO, L. (1985): On the systematic errors of tipping bucket recording rain gauges. In: *Proc. Int. Workshop on the Correction of Precipitation Measurements, Zurich*. 1985. 1-3. p.
- ADDINSOFT (2020): XLSTAT Statistical and data analysis solution. New York, USA. Forrás: <https://www.xlstat.com>
- ALLERUP P., MADSEN H. (1980): Accuracy of point precipitation measurement. In: *Nordic Hydrology*. 11, 1980, 57-70. p.
- ALLERUP P., MADSEN H. (1986): On the correction of liquid precipitation. In: *Nordic Hydrology*. 17, 1986, 237-250. p.
- ALVES I.F., NEVES C. (2011): Extreme Value Distributions. In: Lovric M. (eds) *International Encyclopedia of Statistical Science*. Springer, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-04898-2_246
- ATLAS D., ULBRICH C. (1977): Path- and area-integrates rainfall measurement by microwave attenuation in the 1-3 cm band. *J. Appl. Meteorol.*, 1322-1331.
- BARABÁS B. (2010): *Extrémérték-elmélet*. Budapest: Budapest University of Technology and Economics, Faculty of Natural Sciences, Institute of Mathematics, Department of Stochastics. Letöltés dátuma: 2020. 09 24, forrás: <http://math.bme.hu/~belab/extrem/extreme.pdf>
- BARTHOLY J., MÉSZÁROS R. (2013): *Meteorológiai alapismeretek*. Budapest: Eötvös Loránd Tudományegyetem. <https://tk.elte.hu/dstore/document/885/book.pdf>, Letöltés ideje: 2021.04.21.
- BOZÓ, L. "A víz és a légköri folyamatok – a hidrológiai ciklus atmoszferikus része" *Magyar Tudomány*, 2017, 178/10, pp1198-1205, <https://doi.org/10.1556/2065.178.2017.10.3>
- BURIAN S. J., NIX S. J., DURRANS S., PITT R. E., CHI-YUAN F., FIELD R. (1999): The historical development of Wet-Weather Flow management. *Journal of Water Resources Planning and Management*.
- BUTZER K.W. (1986): A földfelszín formakincse. Gondolat, Budapest. ISBN 963 281 681 1.
- CATERUCCIO A., LANZA L.G. (2020): Parametrization of the collector efficiency of a cylindrical catching-type rain gauge based on rainfall intensity. *Water*, Decemer 2020. DOI: 10.3390/w12123431
- CAUTERUCCIO A., COLLI M., FREDA A., STAGNARO M., LANZA L.G. (2020): The role of free-stream turbulence in attenuating the wind updraft above the collector of precipitation gauges. *Journal of atmospheric and oceanic technology*, 2020 January, DOI: 10.1175/JTECH-D-19-0089.1
- CATERUCCIO A., BRAMBILLA E., STAGNARO M., LANZA LG. (2021): Experimental evidence of the wind induced bias of precepitation gauges using particle image velocimetry and particle tracking in the wind tunnel. *Journal os Hydrology*, 600 (2021) 126690, DOI: 10.1016/j.jhydrol.2021.126690
- CHINCHELLA E., CAUTERUCCIO A., STAGNARO M., LANZA L.G. (2021): Investigation of the wind-induced airflow pattern near the Thies LPM precipitation gauge. *Sensors* 2021, 21, 4880. <https://doi.org/10.3390/s21144880>

- CIFELLI R., CHANDRASEKAR V. (2013): Dual-polarization radar rainfall estimation. 105-126, p. In: TESTIK F. (Szerk.): *Rainfall: The State of Science*. Washington: American Geographical Union.
- COLE I. S., PATERSON D. A. (2006): Mathematical models of the dependence of surface temperatures of exposed metal plates on environmental parameters. *n Corrosion Engineering Science and Technology*, 67-76. doi:DOI: 10.1179/174327806X94045
- COLLIM., LANZA L., RASMUSSEN R., THÉRIAULT J.M. (2016a): The Collection Efficiency of Shielded and Unshielded Precipitation Gauges. Part I. CFD Aerflow modeling. *Journal of Hydrometeorology*, 231-243.
- COLLI M., LANZA L. (2016b): The Collection Efficiency of Shielded and Unshielded Precipitation Gauges. Part II: Modeling particle trajectories. *Journal of Hydrometeorology*, 245-255.
- COLLI M., POLLOCK M., STAGNARO M., LANZA G.L., DUTTON M., O'CONNELL E. (2018): A computational fluid-dinamic assesment of the improved performance of aerodynamic rain gauges. *AGU Eater Resources Research*, 779-796.
- CONSTANTINESCU G.S., KRAJEWSKI W., OZDEMIR C.E., TOKAY T. (2007): Simulation of airflow around rain gauges: Comparison of LES with RANS models. *advwtres*, 43-58.
- COSTA A.C., SOARES. A. (2009): Homogenization of Climate Data: Review and New. *Mathematical Geosciences*, 291-305. doi: 10.1007/s11004-008-9203-3
- DINYA E. (2011): *Biometria az orvosi gykorlatban*. Budapest: Medicina.
- DOOGE J. C. (1974): The development of hydrological concepts in Britain and Ireland between 1674 and 1874. *Hydrological Sciences*, 279-302.
- DOUMOUNIA A., SAWADOGO M., SANOU S.R., ZOUGMORÉ F. (2019): Rainfall estimation using commercial microwave links (CMLs) attenuation: Analyse of extreme event of 1st September 2009 in Ouagadougou. *American Journal of Environmental Protection*, 8. doi:DOI 10.11648/j.ajep.20190801.11
- DR. ALFRED MÜLLER MI KG. [n.a.]: 221,0E Precipitation gauges and recorders.
- DURRANS (2010): Intensity-Duration-Frequency Curves. In: TESTIK F. (Szerk.): *Rainfall: The State of Science*. Washington: American Geographical Union.
- EPA (Environmental Protection Agency) (2021): Climate change indicators: heavy precipitation. <https://www.epa.gov/climate-indicators/climate-change-indicators-heavy-precipitation>
Letöltés dátuma: 2021.09.04.
- FODOR D. (2014): *Digitális jelfeldolgozás*. Veszprém: Pannon Egyetem.
- FOLLAND C. (1988): Numerical models of the raingauge exposure problem, field experiments and an improved collector design. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1485-1516.
- FRANKHAUSER R. (1997): Measurement properties of tipping bucket raingauges and their influence on urban runoff simulation. *Wat. Sci. Tech.*, 7-12.
- GAÁL L., MOLNAR P., SZOLGAY J. (2014): Selection of intensive rainfall events based on intensity thresholds and lightning data in Switzerland. *Hydr. Earth Sys. Sci.*, 18, 1561-1573. doi:DOI: 10.5194/hess-18-1561-2014

- GREEN P.J., HELLIWELL P.R. (1972): The effect of wind on the rainfall catch. In: *Vol. II of Distribution of precipitation in mountainous areas. Geilo Symposium, Norway, 31 July – 5 August 1972, WMO/OMM No.326*
- HOXIE R.L. (1886): Excessive rain-falls considered with especially reference to their occurrence in populous districts. In: *Transactions – American Society of Civil Engineers*, 70-118. p.
- LIU G. (2001): Hydrology in ancient time in China. In: *Colloque International OH2 «Origines et Histoire de l'Hydrologie», Dijon, 9-11 mai 2001. Université de Bourgogne. Dijon, forrás: <http://hydrologie.org/ACT/OH2/actes/08guowei.pdf>*, Letöltés dátuma: 2020. 04 26
- HABIB E., KRAJEWSKI W.F., NEŠPOR V., KRUGER A. (1999): Numerical simulation studies of rain gauge data correction due to wind effect. *Journal of Geophysical Research*, 104, 19723-19733.
- HABIB E., LEE G., KIM D., CIACH G.J. (2013): Ground-based direct measurement. 61-78, p. In: TESTIK F. (Szerk.): *Rainfall: The State of Science*. Washington: American Geographical Union.
- HADVÁRI M., SZEGEDI CS., CSIRMAZ K., NÉMETH P. (2014): *Országos meteorológia Szolgálat időjárási radarhálózatának mérései*. Budapest: Országos Meteorológiai Szolgálat. https://www.met.hu/ismertetok/radar_ismerteto.pdf, Letöltés ideje 2021.04.21.
- HALÁSZ G., HUBA. A. (2014): *Műszaki mérések*. Budapest: Műegyetemi Kiadó. (http://www.hds.bme.hu/letoltesek/targyak/BMEGEVGBX14/muszaki_meresek.pdf)
- HELLIWELL P.R., GREEN M.J. (1974): Raingauge performance studies. Final Report to NERC. Contract F60/5/2
- HOXIE R. L. (1886). Excessive rain-falls considered with especially reference to their occurrence in populous districts. *Transactions - American Society of Civil Engineers*, 70-118.
- HUBA A., LIPOVSZKI GY. (2014). *Méréselmélet*. Budapest: BME-MOGI. Forrás: <http://old.mogi.bme.hu/TAMOP/mereselmélet/index.html>
- INTERGOVERNMENTAL PANEL OF CLIMATE CHANGE (IPCC) [2014]. Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report Of the IPCC. In M. L. Pachauri R:K: (Szerk.), *IPCC*, (old.: 1-31). Geneva, Switzerland.
- JEVONS W. (1861): On the deficiency of rain in an elevated rain-gauge, as caused by wind. *The London Edinburgh and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science*, 421-433. doi:DOI: 10.1080/14786446108643180
- JONES B.K., SAYLOR J.R., TESTIK F.Y. (2013): Raindrop Morphodynamics. 7-28 p. In: TESTIK F. (Szerk.): *Rainfall: The State of Science*. Washington: American Geographical Union.
- KALLÓS I. (1955): Ombrogrammok értékelése. *Hidrológiai Közlöny*, 7-8, 293-296.
- KIDD Ch., LEVIZZANI V., LAVIOLA S. (2013): Quantitative precipitation estimation from Earth observing satellites. 127-158 p. In: TESTIK F. (Szerk.): *Rainfall: The State of Science*. Washington: American Geographical Union.
- KISS T. (2014): Geomorfológiai vizsgálati módszerek. JATEPress, Szeged ISBN 978-963-315-202-X

- KNOLMÁR, M. (2012): Cost effective rainfall monitoring., *Book3 Vol.1*, old.: 183-190. Sofia, Bulgaria. doi:DOI: 10.5593/SGEM2015/B31/S12.024
- KOSCHMIEDER H. (1934): Methods and results of definite rain measurements. In: *Monthly Weather Review*, Vol. 62 No.1., 5-7. p.
- KOTZ S, NADARAJAH S. (2000): Extreme value distributions. Theory and applications. London UK: Imperial Collage Press.
- KOVÁCS G. (2014): *A jelfeldolgozás matematikai alapjai*. Debrecen: Debreceni Egyetem Informatikai Kar.
- KURYTKA J. C. (1953): Precipitation measurements study. Urbana, Illinois, USA: State of Illinois, Sate Water Survey Division, Dpt of Education and Registration.
- LANE J., KASPERIS. T., McFARQUHAR G. (1997): Acoustic rain gauge array experiment: phase I. In: *ERIM 4th International Conference on Remote Sensing for Marine and Coastal Environments, Orlando, FL*, pp. II-311 - II-320, 17-19 March 1997
- LÁNG, I. (2019): Feladataink a települési csapadékvízgazdálkodás területén. In: *Vízmű Panoráma*, XXVII (3) 2-4. p.
- LANZA L.G., STAGI I. (2008): Certified accuracy of rainfall data as a standard requirement in scientific investigations. *Advances In Geosciences*, 43-48.
- LANZA G.L., VUERICH E. (2010): Analysis of higly accurate rain intensity measurements from a field test site. *Advances in Geosciences*, 37-44.
- LANZA L.G., LEROY M., ALEXANDROPOULOS C., STAGI L., WAUBEN W. [2006]: *WMO laboratory intercomparison of rainfall intensity gauges. Final report*. World Meteorological Organisation. (Instruments and observing methods report No. 84), World Meteorological Organisation, Geneve
- van LETH T.C., OVEREEM A., UIJLENHOET R., LEIJNSE H. (2018): A measurement campaign to assess sources of error in microwave link rainfall estimation. In: *Atmos. Meas. Tech.* 2018, 11, 4645–4669
- LI H-Y., LI Q., LI X., SONG J-L.. (2010): Compensation algorithm of a new siphon rain gauge. *International Conference on*. Hangzhou, People's Rep. of China: WSEAS Press.
- LUYCKX G., BERLAMONT J. (2001): Simplified method to correct rainfall measurements from tipping bucket rain gauges. In: *Urban Drainage Modeling*. 2001. p. 767-776. doi:10.1061/40583(275)72
- LUYCKX G., BERLAMONT J. (2002): Accuracy of siphoning rain gauges. In: *Global Solutions for Urban Drainage*. 2002. p. 1-12. [https://doi.org/10.1061/40644\(2002\)251](https://doi.org/10.1061/40644(2002)251)
- MARSALEK J. (1981): Calibration of tipping bucket raingage. *Journal of Hydrology*, 343-354.
- MAZZOGLIO P., LAIO F., BALBO S., BOCCARDO P., DISABATO F. (2019): Improving an extreme rainfall detection system with GPM IMERG data. *Remote Sensing*, 11, 677.
- MERCANTON P-L. (1937): La mesure correcte de précipitation atmosphériques. *La Météorologie*. 136-139. p.
- MÉLYÉPTERV. (1951. december 1): Budapest, XIV. kerület Zugló általános csatornázásának vázlat terve. Budapest, Magyarország: MÉLYÉPTERV.

- MICHAELIDES S., SAVVIDOU. K., NICOLAIDES K. (2010): Relationships between lightning and rainfall intensities during rainy events in Cyprus. *Advances in Geosciences*, 87-92.
- MULVANY T. (1851): On the use of self registering rain and flood gauges in making observations of the relation of rainfall and flood discharges in given catchment. *Trans.Inst.Cio,Engrs.Ire*, 4, 18-33.
- MFGI [2016]: *Éghajlatváltozás és alkalmazkodás - A Nemzeti Éghajlatváltozási Térinformatikai Rendszer (NATÉR) kialakítása.* (Magyar Földtani és Geofizikai Intézet) Budapest.
- MYHRE G., ALTERSKJÆR K., STJERN C.W., HODNEBROG Ø., MARELLE L., SAMSET B.H., SILLMANN J., SCHALLER N., FISCHER E., SCHULZ M., STOHL A. (2019): Frequency of extreme precipitation increases extensively with event rareness under global warming. *Sci Rep* 9, 16063 (2019). <https://doi.org/10.1038/s41598-019-52277-4>, <https://www.nature.com/articles/s41598-019-52277-4.pdf>
- NIH (1990): *Hydrology in the ancient India.* (Szerk.: S. T. M.,) NIH=National Institute of Hydrology, Roorkee - India, Uttharapradesh
- NEGRETTI H, ZAMBRA J (1863): A treatise on meteorological instruments. Negretti & Zambra, London
- NÉMETH E. (1934): Olasz módszerek a lecsapoló csatornáknban levezetendő vízmennyiségeknek a csapadékokból való számítására. *Vízügyi Közlemények*, 82-121.
- NEŠPOR V., SEVRUK B. (1999): Estimation of wind induced error of rainfall gauge measurements using numerical simulation. *J.Atmos.OceanicTechnol.*, 16, 450-464.
- NEŠPOR V. (1995): Investigation of wind-induced error of precipitation measurements using a three-dimensional numerical simulation. Dissertation. Zurich: ETH.
- NHAT L. M., TACHIKAWA Y., SAYAMA T., TAKARA K. (2006): Derivation of Rainfall Intensity-Duration-Frequency Relationships for Short-Duration Rainfall from Daily Data. In Proceedings, international symposium on managing water supply for growing demand, technical document in hydrology. Vol. 6, 89-96. p.
- NIEMCZYNOWICZ J. (1986): The dynamic calibration of tipping bucket raingauges. *Nordic Hydrology*, 203-214.
- NYSTUEN J.A. (1981): Using underwater ambient noise levels to measure rainfall rate: a review. In O. D. Atlas (Szerk.), *NASA. Goddard Space Flight* (old.: D-192 - D-225). Greenbelt, Maryland, USA: NASA. Goddard Space Flight.
- NYSTUEN J.A. (1986): Rainfall measurements using underwater ambient noise. *Journal of the Acoustical Society of America*, 972-982.
- NYSTUEN J.A., McGLOTHIN Ch.C., COOK M.S. (1993): The underwater sound generated by heavy rainfall. *Journal of the Acoustical Society of America*, 3169-3177. doi:DOI: 10.1121/1.4050701
- NYSTUEN J.A. (1994): Acoustical rainfall analysis. *Journal of the Acoustical Society of America*. doi:DOI: 10.1121/1.408719
- PETERSEN W., RUTLEDGE S.A. (1998): On the relationship between cloud-to-ground lightning and convective rainfall. *Journal of Geophysical Researches*, 1402514040.
- PIEPGRASS M.V., KRIEDER Ph. (1982): Lightning and surface rainfall during Florida thunderstorms. *Journal of Geophysical Research*, 11193-11201.

- POLLOCK M.D., O'DONNELL G., QUINN P., DUTTON M., BLACK A., WIKLKINSON M.E., COLLI M., STAGNARO M., LANZA L.G., LEWIS E., KILSBY C.G., O'CONNEL P.E. (2018): Quantifying and mitigating wind-induced undercatch in rainfall measurements. *Water Resources Research*, 2018, 54.6: 3863-3875. doi:10.1029/2017WR022421
- RÁCZ T., BANA ZS., SZÉKELY Á, SZILÁGYI M. (2012): Csapadékmérő hálózat fejlesztése Budapesten. In K. Z. Szilávik L. (Szerk.), *XXX. Országos Hidrológiai Vándorgyűlés, Magyar Hidrológiai Társaság* (old.: 994-1002). Budapest: Magyar Hidrológiai Társaság. Letöltés dátuma: 2021. 01 15, forrás: https://www.researchgate.net/publication/310202249_CSAPADEKMERO_HALOZAT_FEJLESZTESE_BUDAPESTEN
- RÁCZ T. (2018): Közeli csapadékmérők rövid adatsorainak alkalmazása egy területet jellemző csapadékviszonyainak leírására. Példa az 1956.07.01-1967.03.31 közötti budapesti csapadékadatok felhasználásával. In: Magyar Hidrológiai Társaság XXXVI. Országos Vándorgyűlés. Budapest: Magyar Hidrológiai Társaság (MHT), pp 1-12 (2018) http://www.hidrologia.hu/vandorgyules/36/word/0907_racz_tibor.pdf Letöltés ideje: 2021.04.21
- RÁCZ, T. (2020a): IDF görbe vagy Montanari-féle csapadékmaximum-függvény? A magyar elnevezés története. in: *Vízmű Panoráma*, XXVIII (3) 24-28. p.
- RÁCZ T. (2020b): A mintavétel és az adatfeldolgozás szerepe a csapadékmaximum függvények megbízhatóságában és összehasonlíthatóságában. *Hidrológiai közlöny*, 100/4, 52-59.
- RÁCZ T. (2021a). Application of correction procedures for some systematic measurement errors to rainfall intensity data of a rain gauge in Budapest. *Periodica Politechnica Civil Engineering*, 2021. <https://doi.org/10.3311/PPci.17731>
- RÁCZ T. (2021b): On the correction of processed archive rainfall data of siphoned rainfall. *Időjárás*, vol. 125, No.3. pp. 513–519.
- RÁCZ T. (2021c). On the correction of multiple minute sampling rainfall data of tipping bucket rainfall recorders. *Közlésre elfogadva az Időjárás c. folyóiratban*.
- RÉTHLY A. (1916). A németországi leghevesebb esők percenkénti sűrűségéről. *Vízügyi Közlemények*, 73-76.
- ROBINSON A.C., RODDA J.C. (1969): Rain, wind and the aerodynamic characteristics of rain gauges. In: *Meteorol. Mag.* Vol.98, 113-120.p.
- SAPRIZIA-AZURI G., GAMAZO P., ERASUN V., BANEGA R., SARACHO A., NAVAS R., ALCOBA M., GOSSET M. (2019): *Rainfall estimation by microwave links in Uruguay*. Letöltés dátuma: 2020. 07 15, forrás: Researchgate: https://www.researchgate.net/publication/332902891_Rainfall_estimation_by_microwave_links_in_Uruguay_First_results_2019
- SEO D-J., SEED A., DELRIEU G. (2013). Radar and Multisensor Estimation for Hydrologic Application. In *Rainfall: The State of Science* (old.: pp 79-104). Washington DC
- SERRA L. (1958): Possibilités d'amélioration des mesures de précipitations. In: *Publ. No. 43 U.G.G.I. Ass. Int. Hydrol. Sc. Gen. Ass. Toronto*.535-545. p.
- SERRA Y.L., A'HEARN P., FREITAG H.P., McPHADEN M.J. (2001): ATLAS Self-siphoning rain gauge error estimates. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 1989-2002.

- SEVRUK B. [1982): *Methods of correction for systematic error in precipitation measurement for operational use*. (Operational Hydrology Report No. 21) World Meteorological Organisation, Geneva
- SHERMAN C. W. (1905): Maximum Rates of Rainfall at Boston. *Transactions - American Society of Civil Engineers*, 173-212.
- SISWANTO S., van OLDENBORGH G.J., van der SHRIER G., JILDERDA R., van den HURK B. (2015): Temperature, extreme precipitation, and diurnal rainfall changes in the urbanized Jakarta city during the past 130 years. *Int.J.Climatol.* doi:DOI: 10.1002/joc.4548
- SOULA S., CHAUZY S. (2001). Some aspects of the correlation between lightning and rain activities in thunderstorms. *Atmospherical Research*, 56, 355-373. p.
- STEFANOVITS P., FILEP GY., FÜLEKI GY. (1999): Talajtan. Mezőgazda Kiadó, Budapest
- STRANGWAY I. (2010): History of rain gauges. *Weather*, Vol 65. No.5, 133-138. p.
- SZENTES L. O. (2018): A rövid idejű intenzív csapadékok statisztikai vizsgálata. Diplomamunka. Budapest.: Eötvös Loránt Tudományegyetem, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Meteorológiai Tanszék.
- SZIGYÁRTÓ Z. (1961): Az éghajlati valószínűségi függvény és a valószínűség. *Hidrológiai közlöny*, 284-289. p.
- SZÖLLŐSI-NAGY, A. (1977): Hidrológiai adatsorok spektrális analízise. *Egyetemi doktori disszertáció*. Budapest: Budapesti Műszaki Egyetem.
- TAPIA A., SMITH J.A. (1998): Estimation of convective rainfall from lightning observation. *Journal of Applied Meteorology*, 1497-1509.
- THEODOR FRIEDRICHS ATELIER [n.a.]. No. 7011/7013.0000BG Catalogue.
- THIES CLIMA [n.a.] Part number: 5.4110.00.xxx Catalogue.
- TRONO E.M., GUICO M.L., LIBATIQUE N.J.C., TANGONAN G.L., BALUYOT D.N.B., CORDEO T.K.R., GERONIMO F.A.P., PARRENAS A.P.F. (2012): Rainfall monitoring using acoustic sensors. In: *Sustainable Development through Humanitarian Technology. The 2012 IEEE Region 10 Conference (TENCON 2012)*, Manila, Philippines
- VASVÁRI V. (2005): Calibration of tipping bucket rain gauges in the Graz urban research area. *Atmospheric Research*, 18-28. p.
- VERÓNÉ WOJTASZEK, M. (2010). *Fotóinterpretáció és távérzékelési rendszerek 2*. Szombathely: Nyugat-magyarországi Egyetem. https://regi.tankonyvtar.hu/hu/tartalom/tamop425/0027_FOI2/index.html, Lekérdezés időpontja 2021.04.21.
- VUERICH E., MONESI C., LANZA L.G., STAGI I., LANZINGER E. [2009]: *WMO field intercomparison of rainfall intensity gauges*. World Meteorological Organisation. (Instruments and observing methods report No. 99), World Meteorological Organisation, Geneva
- WAGNER A. (2009): Literature study ont he correction of precipitation measurements. Bayerische Landesanstalt für Wald ind Forstwirtschaft FutMon C1-Met-29(BY)
- WAQAS M.M., AWAIS M., SHAH S.H.H. (2020): Estimation of high-resolution rainfall using microwave links data of cellular system. In: *Big Data in Agriculture*, 2 (1), 13-15 p. DOI : <http://doi.org/10.26480/bda.01.2020.13.15>

WARNICK C.C. (1953): Experiments with windshields for precipitation gages. In: *Transactions, American Geophysical Union*. Vol. 34. No.3. 379-388. p.

WMO (1992): International Meteorological Vocabulary WMO/OMM/BMO – No. 182, Geneva, Switzerland