

Eötvös Loránd Tudományegyetem
Természettudományi Kar
Földrajz- és Földtudományi Intézet
Meteorológiai Tanszék

**A földfelszíni csapadékmérő hálózat adataiból származtatott és a
radaros csapadékbecslés által készített csapadékmezők
összehasonlító elemzése**

DIPLOMAMUNKA



Készítette:

Fekete Dénes Zsolt

Meteorológus mesterszak
Időjárás-előrejelző szakirány

Témavezető:

Dr. Dombai Ferenc

Országos Meteorológiai Szolgálat

Tanszéki konzulens:

Dr. habil. Ács Ferenc

Budapest, 2014

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés	3
2. Módszertani ismertető	5
2.1 A felszíni mérésekből származó csapadékmezők	5
2.1.1 Interpolációs eljárások	6
2.1.2 Thiessen-féle poligon	6
2.1.3 Inverz távolság	7
2.1.4 Hagyományos kriging	9
2.1.5 Meteorológiai interpolációs módszer (MISH)	12
2.2 A radarmérésen alapuló csapadékbecslés	14
2.2.1 Bevezetés az időjárási radarmérésekbe	14
2.2.2 Az Országos Meteorológiai Szolgálat által alkalmazott korrekciós eljárás	17
3. Elemzés	21
3.1 A statisztikai paraméterek számításához felhasznált képletek	21
3.2 A felhasznált adatok és az adott rácspontok párosítása	22
3.3 Az automata csapadékmérők potjaiban történő vizsgálat	23
3.4 Mezőelemzés	26
3.5 Régiónkénti összehasonlítás	31
3.6 Hagyományos kriging eljárás alapján alapuló korrekció tesztelése	33
3.7 Konklúzió	36
4. Esettanulmányok	37
4.1 2012.05.22. 6 UTC – 2012.05.23. 6 UTC	37
4.2 2012.07.29. 6 UTC – 2012.07.30. 6 UTC	41
4.3 2012.11.05. 6 UTC – 2012.11.06. 6 UTC	45
4.4 2013.01.14. 6 UTC – 2013.01.15. 6 UTC	50
5. Összefoglalás	55
6. Köszönetnyilvánítás	56
7. Irodalomjegyzék	57

1. Bevezetés

A változó klímájú Földön kulcskérdés, hogy adott területre évente mennyi és milyen eloszlásban hullik csapadék. A légköri csapadék eloszlása nagy tér-és időbeli változékonyságot mutat, miközben számos alkalmazási területnek, mint például az árvízi előrejelzés vagy a mezőgazdaság, olyan pontos információkra lenne szüksége, amik képesek leírni egy adott terület jellemző csapadékviszonyait. Adott területre hulló csapadékmennyiséget jelenleg kétféle módon lehet megadni: a területen található felszíni csapadékmérők adatainak teljes területre történő interpolációjával, illetve időjárási radarmérésből származó csapadékbecslési eljárással. Az utóbbi években jelentős erőfeszítések történtek a meteorológia e területén: különböző módszerekkel és mérési eljárásokkal próbálták növelni a becslések pontosságát (*Krajewski et al.*, 2010). Az elmúlt évtizedben számtalan cikk jelent meg a felszíni csapadékmérések és a radaros becslések összehasonlításának témakörében (*Gjertsen et al.*, 2003; *Goudenhoofd and Delobbe*, 2009). Európa számos országában, így Magyarországon is, a radarmérések alapján készülő úgynevezett mennyiségi csapadékbecsléshez (quantitative precipitation estimation, röviden QPE) egyaránt felhasználják a felszíni csapadékmérők adatait, illetve a radaros csapadékbecslés által produkált adatokat. A QPE produktumot a meteorológiában és a klimatológiában is használják, többek között a klimatológiai elemzések csapadékmezőinek létrehozásánál, a csapadékadatok numerikus modellekbe történő asszimilációjánál, az előrejelzések készítésénél, stb.

A felszíni csapadékmérők a felszínen mérnek, néhány százalékos pontosságú eredményt adnak, azonban a területi reprezentativitásuk korlátozott, főleg konvektív helyzetekben, illetve összetett topográfiájú területeken. A méréseket egyaránt befolyásolhatják rendszeres hatások (szélsebesség, havazás), illetve nem szisztematikus tényezők (az állomás áthelyezése, az érzékelő szenzor cseréje). Meg kell említeni tehát, hogy a befolyásoló tényezők hatásától függően a felszíni mérők bizonyos mértékig alábecsülhetik a csapadékot (*Legates*, 1987; *Adam and Lettenmeier*, 2003; *Ciach et al.*, 2003). Maguk a radarbecslések jó térbeli és időbeli felbontással rendelkeznek, bár itt is előfordulnak mérési hibák. Ezek forrása eredhet a radar mérési sajátosságaiból – távérzékelés, mérési geometria, stb. – de a radar kalibrációjából, csapadékban történő csillapodásból, a domborzati viszonyokból is (*Villarini and Krajewski*, 2010). Megbízhatóbb területi csapadék információk elérése érdekében ötvözni kell a felszíni közvetlen méréseket a radarmérésekkel.

Ilyen célú vizsgálat már az időjárási radarmérések kezdeti időszakában is történt (*Huff, 1967; Zawadzki, 1975*).

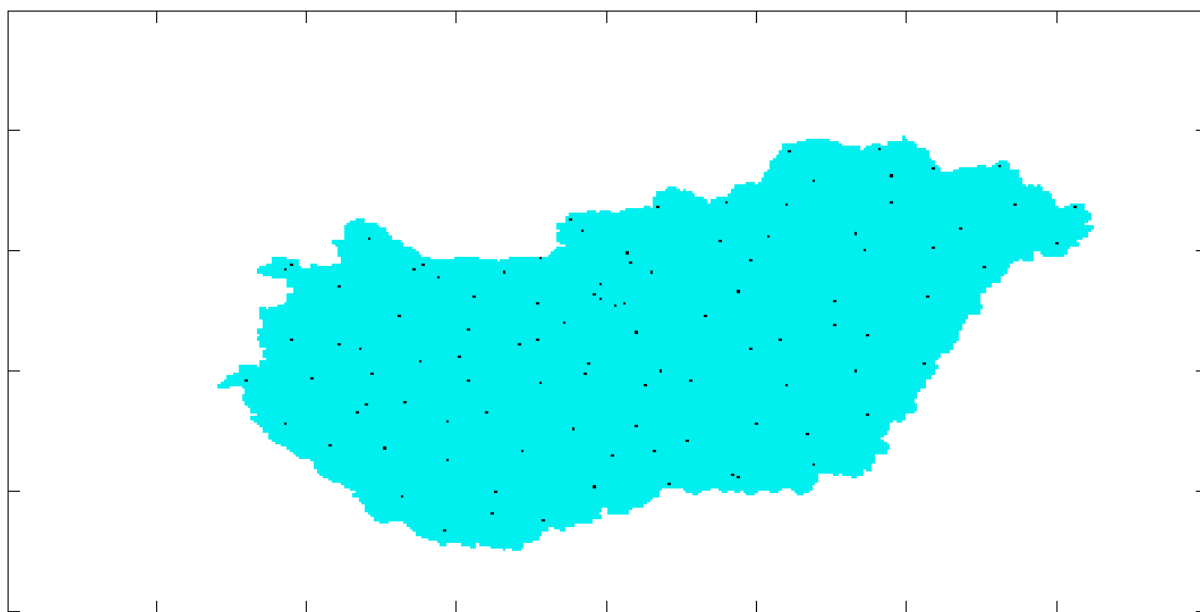
Ma Magyarországon 3 különböző, 24 órás időtartamra vonatkozó csapadékmennyiség becselő eljárást alkalmaznak: a radarmérésekből becsült - korrigálatlan, az egyes felszíni mérőállomások méréseivel korrigált radaros becslések, valamint az úgynevezett MISH eljárással készült csapadékmezőt. Az utóbbi módszer az Országos Meteorológiai Szolgálat saját fejlesztése, a módszer kiinduló adatai a felszíni csapadékmérőkből származó adatok, vagyis a korrigált radar és a MISH is nagymértékben támaszkodik a felszíni mérési adatokra. Ennek ellenére az eljárásokkal kapott csapadékmezők között esetenként nagymértékű eltérés figyelhető meg.

A diplomamunkám célja, hogy a három módszerrel kapott csapadék adatok eltéréseit számszerűsítsem, megvizsgáljam, hogy az eltérések köthetők-e időjárási helyzetekhez, vagy más okokhoz. Céljaim között szerepel, hogy a kapott eredményekre támaszkodva megvizsgáljam, lehet-e javítani az OMSZ-ban jelenleg használatos korrekciós eljárást. Ezért a statisztikákat nem csak a rendelkezésre álló csapadékmezőkre készítem el, hanem az általam készített programokkal, úgynevezett Thiessen poligon, inverz távolság (inverse distance) és hagyományos kriging (ordinary kriging) módszerrel előállított csapadékmezőkre is elvégzem. Az összehasonlításokat a 2012-es és 2013-as év 8-8 olyan napjára fogom elvégezni, amelyeken nagyobb mennyiségű csapadék hullott az ország jelentős részén. Ezt követően összehasonlítom az általam készített korrekciót az Országos Meteorológiai Szolgálat által operatíván alkalmazott korrekciós eljárással. A statisztikákat nem csak az egész országra, hanem külön-külön az ország 7 régiója is elvégzem, amivel a különböző vízgyűjtőterületek csapadékviszonyaira lehet következtetni.

2. Módszertani ismertető

2.1. Felszíni mérésekből származó csapadékmezők

Egy adott területre eső csapadékmennyiség általában a felszíni csapadékmérő hálózathoz becsülhető. A legtöbb mérőeszköz állandó települések közelében helyezkedik el, így eloszlásuk nem egyenletes. Figyelembe véve, hogy a csapadék eloszlása térben és időben egyenetlen, így komoly kihívást jelent pontos becslést adni a teljes területre. Megfelelő állomássűrűség esetén viszont még mindig ez tekinthető a legpontosabb becslési módszernek, ezért a radaros becslést is a felszíni mérők alapján korrigálják.



1. ábra: Az automata csapadékmérő állomások elhelyezkedése

Az Országos Meteorológiai Szolgálat napi összeget jelentő csapadékmérő hálózata jelenleg 578 állomásból áll. Ezek közül 103 darab automata állomás (**1. ábra**), míg a maradék 475 úgynevezett hagyományos állomás. Az automata állomások 10 percenként továbbítják az adatokat, a hagyományos állomások 24 óránként. A **1. táblázat** tartalmazza az egymáshoz legközelebb eső állomások távolságainak néhány jellemzőjét. A táblázat értékeiből kitűnik, hogy az átlagos távolság az összes állomás esetén harmad akkora, mint az automata állomásokból álló hálózathoz. Az OMSZ által alkalmazott MISH interpolációs eljárás során az automata és a hagyományos állomások adatait egyaránt felhasználják, vagyis 578 felszíni pont alapján történik a számítás.

Hálózat	Állomásszám (db)	Legkisebb távolság (km)	Átlagos távolság (km)	Legnagyobb távolság (km)
Automata állomások	103	4	21,4	41
Automata és hagyományos állomások	578	0,2	7,2	21,6

1. táblázat: Az OMSZ csapadékmérő hálózatainak egymáshoz legközelebb eső állomásainak jellemzői

2.1.1 Interpolációs eljárások

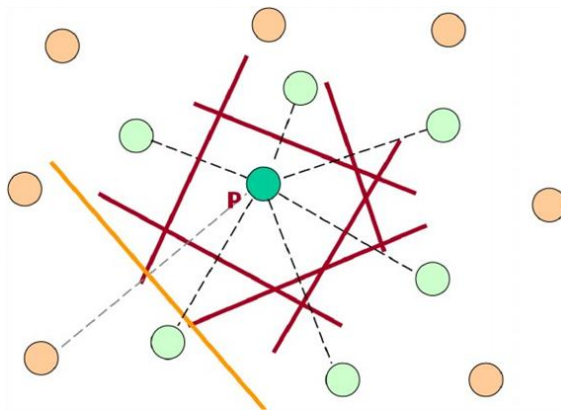
Térbeli interpolációnak nevezzük azt az eljárást, mely során a rendelkezésre álló megfigyelések által meghatározott térség mintavétellel nem rendelkező pontjaiban becslést adunk a vizsgált tulajdonság értékeire. A térbeli interpolációk során általában rácspontonként történik a becslés. Az ismeretlen értékeket az ismert, mérési pontbeli értékek valamilyen módon történő súlyozásával állítják elő. A térbeli interpoláció általános képlete a következő:

$$Z_g = \sum_{i=1}^n \lambda_i \cdot Z_{s_i} , \quad (1)$$

ahol Z_g az interpolált érték a g pontban, Z_{s_i} a megfigyelt érték az i pontban, n az összes rendelkezésre álló megfigyelési pont, vagyis a felszíni csapadékmérők száma, $\lambda = \lambda_i$ pedig az interpolációs súlytényező. A becslési eljárás legnagyobb problémája ezeknek a súlyoknak a megadása (Ly *et al.*, 2011). A következő részben néhány számítási módszert mutatok be.

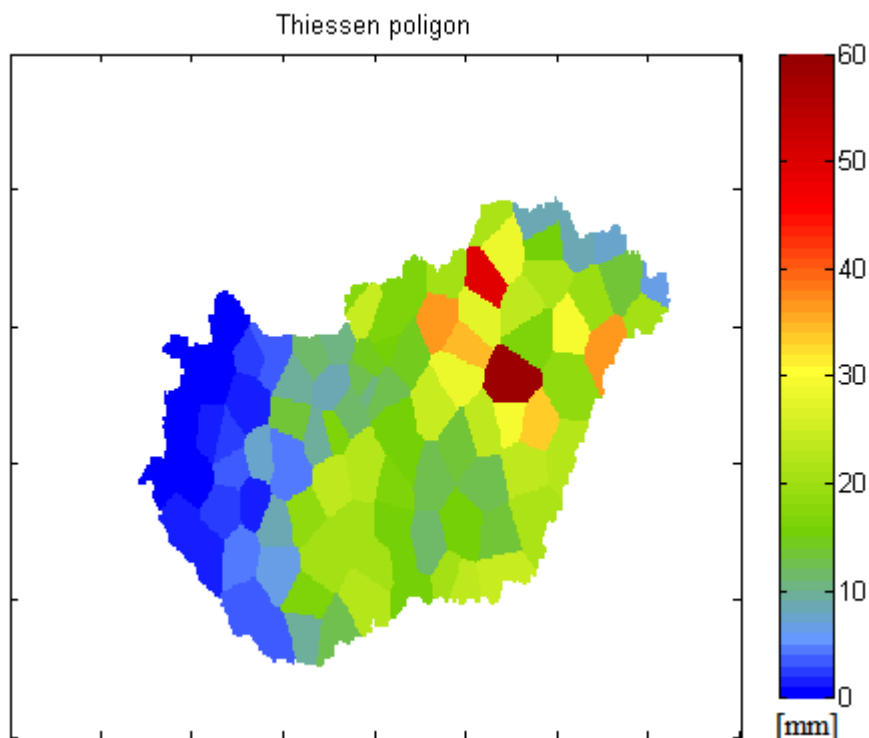
2.1.2. Thiessen-féle poligon

Az egyik legegyszerűbb módszer, az úgynevezett Thiessen poligonos eljárás. A vizsgált területet úgy osztják poligonokra, hogy minden poligon pontosan 1 darab mintavételi pontot tartalmaz. Az interpoláció során minden pont a hozzá legközelebb eső mintavételi pont értékét veszi fel, vagyis egy adott ponthoz tartozó Thiessen poligon azon pontok mértani helyét jelenti, melyek a kérdéses ponthoz közelebb esnek, mint bármelyik másik mintavételi ponthoz (Chow, 1964). Más szóval valamely ponthoz tartozó Thiessen poligon a kérdéses pontot és a szomszédos pontokat összekötő oldalak oldalfelező merőlegesei által meghatározott burkoló sokszög (2. ábra).



2. ábra: Thiessen poligon szerkesztése [1 - www.tankonyvtar.hu]

A módszer előnye az egyszerűsége, ugyanakkor a hátrányai is nyilvánvalóak: mindig csak egy mérést vesz figyelembe, ezáltal a szomszédos értékek egymástól függetlenek, köztük diszkontinuitási felületek alakulnak ki, aminek következtében a térbeli eloszlás nem lesz folytonos (**3. ábra**).



3. ábra: Thiessen poligonos eljárással előállított csapadékmező

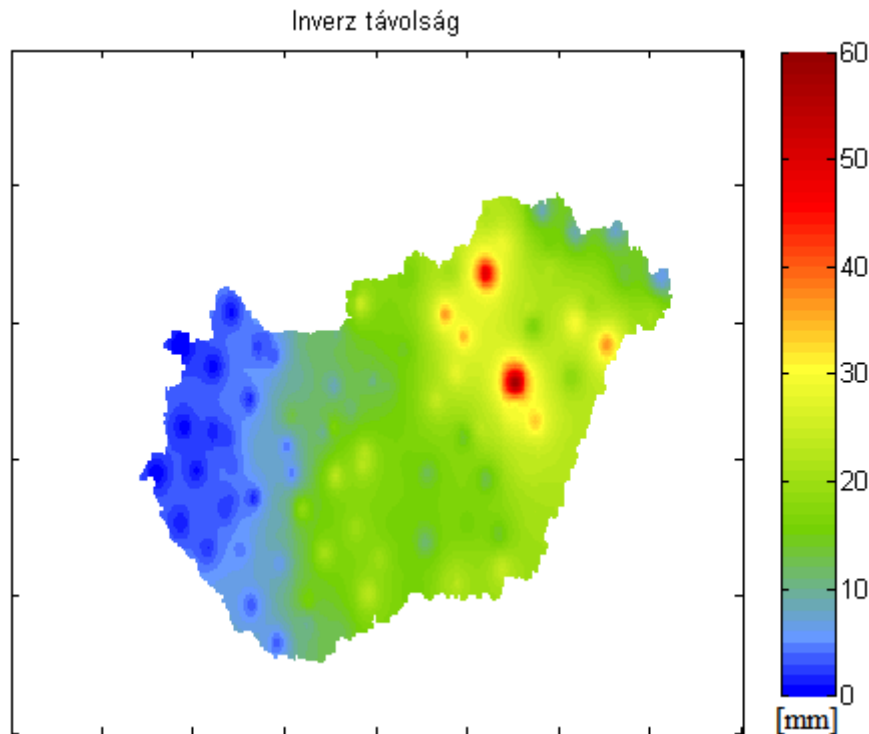
2.1.3. Inverz távolság

Az inverz távolsággal történő súlyozás során az ismeretlen értékeket a környező megfigyelési pontok súlyozott átlagával adják meg. Vagyis minden egyes pontot a szomszédos pontoktól való távolsággal fordítottan arányos függvény segítségével lehet

megadni (Teegavarupu and Chandramouli, 2005). Ez azt jelenti, hogy a rendelkezésre álló ismert értékek lineáris kombinációjával ki lehet számolni az ismeretlen értékeket. A módszer arra a feltételezésre támaszkodik, hogy egy ismeretlen értéket a hozzá közelebb eső pont jobban befolyásol, mint a tőle távolabbi pont. A súlyt az alábbi módon lehet számolni:

$$\lambda_i = \frac{\frac{1}{|D_i|^d}}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{|D_i|^d}}, \quad d > 0 \quad (2)$$

ahol D_i az ismert és az ismeretlen pontok közti távolság. A súlyozás következtében a távoli pontok hatása elhanyagolható, ezért a gyakorlatban egy bizonyos távolságon (hatótávolságon) túl már nem vesszük figyelembe az ismert adatok hatását (**4. ábra**). Kis d érték esetén a becsült értékek a Z_{s_i} értékek környezetében azok átlagával lesz egyenlő. Az óránkénti csapadékbecslések során $d = 3$, napi és havi becslések esetén $d = 2$, míg éves adatok esetében $d = 1$ érték minimalizálja leginkább az interpolációs hibát (Dirks et al., 1998). Mivel a vizsgálat során napi adatokkal dolgoztam, így a számításokat $d = 2$ értékkel végeztem el.



4. ábra: Inverz távolság módszerével előállított csapadékmező

2.1.4. Hagyományos kriging

A földtudományok területén az elszórtan rendelkezésre álló adatoknak egy egész mezőre történő interpolációjára leggyakrabban a kriging interpoláció valamely típusát szokás használni. Ez a módszer azon a feltételezésen alapul, hogy az interpolálandó paraméter regionalizált változóként kezelhető. Ez azt jelenti, hogy adott pontok és a környezetükben lévő pontok bizonyos távolságon belül korrelálnak egymással, de adott távolságon kívül már statisztikailag függetlenek. A módszert D.G. Kriege, dél-afrikai kutató ismertette, a kifejezés is az ő nevéből származik. Az eljárás során, ahogy a különböző interpolációs eljárásoknál is, az ismeretlen Z_0 értéket az ismert Z_i ($i = 1, \dots, n$) értékek segítségével adhatjuk meg, mégpedig úgy, hogy a Z_i értékeket a Z_0 -tól való d_i távolság szerint súlyozzuk, majd a kapott w_i súlyokkal átlagértéket számolunk:

$$Z_0 = \sum_{i=1}^n w_i Z_i, \quad (3)$$

ahol az i -edik rendelkezésre álló adathoz tartozó súly:

$$w_i = \frac{\frac{1}{d_i}}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{d_i}} \quad (4)$$

A súlyozás eredményeként azok a Z_i adatok, melyek a Z_0 -tól távolabb helyezkednek el, kisebb súlyt kapnak, mint a közelebb lévők. Az alapvető különbség a csak a pontok közötti távolságra alapozott interpolációs eljárások és a krigelés között az, hogy utóbbi képes a térbeli összefüggések figyelembe vételére is (Keller, 2013).

A krigelés első lépéseként egy variogramot kell készíteni azon pontok alapján, amelyekből az interpolációt készítjük. Ehhez definiálni kell azt a mennyiséget, ami a h eltolás függvényében megadja a Z mennyiség értékkülönbség négyzetösszegének a felét:

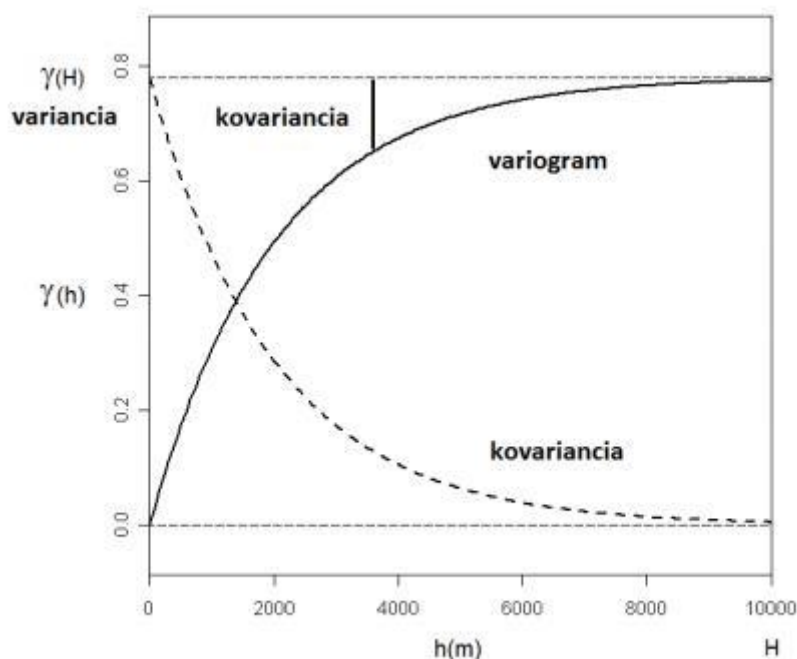
$$\gamma(h) = \frac{1}{2n(h)} \sum_{i=1}^{n(h)} [Z(r_i) - Z(r_i + h)]^2 \quad (5)$$

ahol h a két vizsgált pont távolsága, $n(h)$ az egymástól h távolságban lévő pontpárok száma, $Z(r_i)$ a vizsgált mennyiség értéke az r_i helyzetű pontban, $Z(r_i + h)$ a vizsgált mennyiség értéke az r_i ponttól h távolságra (r_i az i -edik pont helyzete). Az így kapott $\gamma(h)$ görbét félvariogramnak, röviden csak variogramnak nevezzük. Mivel az egyedi különbségek az

átlagértékektől való eltérésként értelmezhetők, így a variogram nem más, mint az eltérések empirikus szórásnégyzetének fele:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} \text{VAR}[Z(r) - Z(r + h)] , \quad (6)$$

Ahogy az az **5. ábrán** is látható, a kovariancia és a variogram változása a h távolság függvényében fordítottan arányos egymással.



5. ábra: Az elméleti variogram [2 - Bevezetés a geostatistikába elektronikus jegyzet]

Tekintve, hogy a távolság növekedésével a térbeli korreláció csökken, így a korrelációval arányos kovariancia is csökken. Ugyanakkor nagyobb távolságok esetén egyrészt a Z értékkülönbségek nőnek, továbbá a szórás is növekszik. A variogramm görbéje aszimptotikusan tart egy bizonyos $\gamma(h)$ értékhez. Ez a $h = 0$ helyen kijelöli a $Z(r)$ szórásnégyzetét:

$$\text{VAR}[Z(r)] = \text{COV}[Z(r), Z(r)] = \gamma(H) , \quad (7)$$

ahol H az úgynevezett hatástávolság. A korreláció a két pont között csak ezen a távolságon belül áll fenn, vagyis az interpolációhoz e távolságon belül kell pontot választani. A kovariancia értéke a hatástávolsággal kifejezve:

$$\text{COV}[Z(r), Z(r + h)] = \gamma(H) - \gamma(h) . \quad (8)$$

A mérési eredményekből számított tapasztalati variogram pontjaira elméleti függvények, úgynevezett variogrammodellek illeszthetők. Ezen elméleti függvények által kirajzolt elméleti $\gamma(h)$ görbék egy bizonyos C értékhez tartanak:

$$C = \gamma(H) = \text{VAR}[Z(r)] , \quad (9)$$

melyből H a tapasztalati variogram pontjainak ismeretében kiegyenlítéssel számítható. A krigeléshez szükséges kovarianciák a variogramból számíthatók:

$$\text{COV}[Z(r), Z(r+h)] = C - \gamma(h) . \quad (10)$$

A variogram általános esetben anizotróp, azaz irányfüggő mennyiség, tehát a térbeli korreláció vizsgálatánál nem mindegy, hogy milyen irányban rajzoljuk fel a $\gamma(h)$ görbét.

A krigelés olyan robosztus becslési eljárás, mely nem érzékeny a variogrammodellre, valamint tekintetbe veszi annak irányfüggését is. A P_0 pontban az ismeretlen $Z(P_0)$ értéket n számú (közeli) P_i pont ismert $Z(P_i)$ értékének súlyozott átlagával közelíthetjük:

$$Z(P_0) = \sum_{i=1}^n w_i Z(P_i) . \quad (11)$$

A becslés akkor torzítatlan, hogyha a súlyokra előírjuk, hogy

$$\sum_{i=1}^n w_i = 1 . \quad (12)$$

Erre azért van szükség, mert ha minden környező érték egyforma lenne, akkor csak ebben az esetben kapnánk a kérdéses pontban is ugyanazt az értéket. A krigelés feladata tehát a w_i súlyok és azon keresztül a $Z(P_0)$ érték meghatározása. A súlyok meghatározását a becslés szórásnégyzetének, azaz a valódi és a becsült érték eltérésének varianciájának minimumához kell kötni:

$$\text{VAR} \left[Z(P_0) - \sum_{i=1}^n w_i Z(P_i) \right] = \min . \quad (13)$$

Ennek az optimalizációs feladatnak a megoldása a Lagrange-féle multiplikátorok módszerével állítható elő, ami a $KW = D$ lineáris egyenletrendszerre vezet:

$$\begin{pmatrix} c_{11} & c_{12} & c_{13} & \cdots & c_{1n} & 1 \\ c_{21} & c_{22} & c_{23} & \cdots & c_{2n} & 1 \\ c_{31} & c_{32} & c_{33} & \cdots & c_{3n} & 1 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ c_{n1} & c_{n2} & c_{n3} & \cdots & c_{nn} & 1 \\ 1 & 1 & 1 & \cdots & 1 & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} w_1 \\ w_2 \\ w_3 \\ \vdots \\ w_n \\ \mu \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} c_{01} \\ c_{02} \\ c_{03} \\ \vdots \\ c_{0n} \\ 1 \end{pmatrix}, \quad (14)$$

ahol $\underline{K}$ az úgynevezett Krige-mátrix, μ pedig a Lagrange-féle multiplikátor. A μ paraméter a súlyokra tett kikötést érvényesíti, tehát a $\sum w = 1$ feltételt írja elő a szélsőérték keresés során. Az egyenletrendszerben található kovarianciák a variogramból számíthatók, így az alábbi mátrix elemek ismert mennyiségek:

$$\begin{aligned} c_{ij} &= COV[Z(P_i), Z(P_j)] = C - \gamma(h(P_i, P_j)) \\ c_{ii} &= VAR[Z(P_i)] = C \\ c_{0i} &= COV[Z(P_0), Z(P_i)] = C - \gamma(h(P_0, P_i)). \end{aligned} \quad (15)$$

Az ismeretlen súlyokat és a Lagrange multiplikátort a $W = K^{-1}D$ egyenletrendszerből lehet meghatározni, ahol $K^{-1} = adj(K)/det(K)$ a Krige-mátrix inverze. A becslési hiba, vagyis a becslés szórásnégyzete a $\sigma = W^T D$ segítségével kapható meg, ahol T a transzponálást jelöli [2 – Bevezetés a geosztatisztikába elektronikus jegyzet].

A kriging interpolációnak pontra és területre vonatkozó változata is van, utóbbi esetben az interpolált értéket egy területre származtatjuk. Ez a típus pontosabb becslést ad, mint a pontra történő integrálás, ezért a diplomamunkám során én is ezt használtam.

2.1.5. Meteorológiai interpolációs módszer (MISH)

A MISH módszert, ami a „Meteorological Interpolation based on Surface Homogenized Data Basis” kifejezés rövidítéséből állt elő, az Országos Meteorológiai Szolgálat szakemberei (Szentimrey Tamás, Bihari Zita) fejlesztették ki a felszíni meteorológiai elemek térbeli interpolációjának elvégzésére. Céljuk egy olyan programcsomag létrehozása volt, mely a meteorológiai elemek Magyarország területére vonatkozó interpolációját úgy végzi el, hogy közben a klimatikus ismereteket is felhasználja.

A gyakorlatban sokféle interpolációs eljárás létezik, adott tehát a kérdés, hogy miben különböznek ezek. Az interpoláció során az ismeretlen értékeket az ismert prediktor értékekből lehet megbecsülni. Az eljárás során figyelembe kell venni az interpolálandó meteorológiai elem valószínűségi eloszlását. Normális eloszlás esetén, mint például a hőmérséklet, additív formulát használnak, míg csapadékmennyiség esetén, ami kvázi-

lognormális eloszlású, multiplikatív formulát használnak. A várható hiba mértéke az interpolációs paraméterektől, például a súlytényezőtől függ. Az optimális interpolációs paraméterek minimalizálják a várható hibát. Ezek a paraméterek olyan klimatológiai statisztikák függvényei, mint például a várható érték, a szórás és a korreláció. Ezen különböző statisztikák helyes megadása kulcsfontosságú a meteorológiai elemek interpolációjában.

A térinformatikában a különböző geostatisztikai kriging módszerek csak matematikai alapokon nyugszanak. Ezáltal csak egy időbeli állapot értékeit használják fel az interpoláció során, vagyis a hosszú idősorokból, melyek térben és időben egyaránt sorozatot alkotnak, származó információkat nem veszik figyelembe. A meteorológiában ezeknek az idősoroknak fontos szerepük van, általuk hatékonyan lehet modellezni az éghajlati statisztikai paramétereket.

A MISH módszert a fenti alapelvek szerint dolgozták ki. Az interpolációs eljárás 3 fő részből áll:

- az éghajlati statisztikai paraméterek megadása a hosszú, homogenizált adatsorok alapján,
- ezen statisztikák felhasználásával a program kiszámolja az optimális paraméterek értékeit,
- a rendelkezésre álló felszíni mérések és az optimális paraméterek értékeinek behelyettesítése a megfelelő interpolációs formulába (additív vagy multiplikatív).

A MISH programcsomag 2 részből áll: egy modellező és egy interpoláló rész. Az interpoláló rész a modellező rész eredményei alapján működik. A modellező részben történik meg optimális paraméterek kiszámítása a homogenizált adatsorok és egyéb kiegészítő információk (magasság, domborzat, tengertől vett távolság, stb.) felhasználásával. Itt történnek meg a reprezentativitásra vonatkozó vizsgálatok is. A paraméterek kiszámítását az interpolációt megelőzően elegendő egyetlen alkalommal elvégezni. Az interpoláló részben az adott meteorológiai elemre vonatkozó megfelelő formula felhasználásával készülhet napi, havi és éves szintű interpoláció is. Maga az interpoláció akkor is sikeres lehet, ha kevés prediktor áll rendelkezésre, illetve ha adott esetben a nap nagyobbik részében a csapadékmennyiség 0 mm volt, továbbá lehetséges a kiegészítő háttér információk (pl. műhold és radarmérések, előrejelzési adatok) kezelése is. Természetesen az eredmények reprezentativitását is modellezzik.

Az interpoláció során az ismeretlen $Z(s_0, t)$ változót becsülik meg az ismert $Z(s_i, t) (i = 1, \dots, M)$ változók által, ahol az s vektorok az adott D terület elemeit, míg t az időt jelöli. Ahogy fentebb már említettem, a megfelelő interpolációs formula függ a

becsülendő meteorológiai változó valószínűségi eloszlásától. Esetünkben csak a csapadék számít, így a multiplikatív formulát kell alkalmazni, ekkor a becslés:

$$\hat{Z}(s_0, t) = \vartheta \cdot \left(\prod_{q_i \cdot Z(s_i, t) \geq \vartheta} \left(\frac{q_i \cdot Z(s_i, t)}{\vartheta} \right)^{w_i} \right) \cdot \left(\sum_{q_i \cdot Z(s_i, t) \geq \vartheta} w_i + \sum_{q_i \cdot Z(s_i, t) < \vartheta} w_i \cdot \left(\frac{q_i \cdot Z(s_i, t)}{\vartheta} \right) \right), \quad (16)$$

ahol $\vartheta > 0$, $q_i > 0$, $\sum_{i=1}^M w_i = 1$ és $w_i \geq 0$ ($i = 1, \dots, M$), és q_i, w_i ($i = 1, \dots, M$) az interpolációs paraméterek (Szentimrey et al., 2011). Az optimális interpolációs paramétereket egyértelműen meghatározzák bizonyos éghajlati statisztikai paraméterek (lokális statisztikai paraméterek, sztochasztikus kapcsolatok). A meteorológiai elemek interpolációjánál tehát kulcskérdés az éghajlati statisztikai paraméterek, karakterisztikák modellezése, mégpedig hosszú adatsorok alapján, melyek ez esetben a térbeli és időbeli mintát jelentik. Az interpoláció elvégzése után egy 0,05°-os rácshálózatban kapjuk meg az értékeket (Szentimrey and Bihari, 2008). A MISH szoftver jelen verziója kb. 80-90%-osan közelíti meg az optimális pontosságot. A diplomamunkám során a fent említett formulával előállított csapadékmezőkkel végeztem az elemzéseket Magyarország területére.

2.2 A radarmérésen alapuló csapadékbecslés

2.2.1. Bevezetés az időjárási radarmérésekbe

Az időjárási radar (Radio Detection and Ranging) egy olyan rádiótechnikai rendszer, ami egy adó-vevő-antenna és megjelenítő berendezésből áll. A radar nagy energiájú elektromágneses impulzusokat bocsát ki megközelítőleg 1 fokos nyílás szélességben, másodpercenként több százszor. A rádióhullámok a hidrometeorokról, azaz a felhő részecskéiről, illetve csapadékelemeiről szóródnak és visszaverődnek. A környezetből érkező visszaverődések detektálásával információt nyerhetünk a visszaverődést okozó objektumok helyzetéről és tulajdonságairól. A visszavert jelet echo-nak (visszhang) nevezik. Ez a jel a kibocsátott jelhez képest több nagyságrenddel (akár 10 nagyságrenddel) kisebb intenzitású, ezért a visszaverődő jelet fel kell erősíteni. A radar azt a visszavert sugárzást képes detektálni, ami a radarantenna irányába szóródik.

Ahhoz, hogy egy radart meteorológiai mérésekhez alkalmazhassunk, meg kell határoznunk a technikai, műszaki jellemzők és a meteorológiai célok sajátosságait kifejező paraméterek kapcsolatát. Ezt szolgálja a meteorológiai radaregyenlet:

$$\overline{P}_{vett} = \frac{P_I \cdot c \cdot \tau \cdot \lambda^2 \cdot G_M^2 \cdot \theta^2}{4^5 \cdot \pi^2 \cdot 2 \ln 2} \cdot \frac{\eta}{r^2}, \quad (17)$$

ahol $\overline{P_V}$ az antennára beeső sugárzás átlagos teljesítménye, P_I a kibocsátott impulzus teljesítménye, c az elektromágneses sugárzás sebessége (fénysebesség), τ a kibocsátott impulzus időtartama, λ a hullámhossz, G_M az antenna maximális nyeresége, θ a főnyaláb szélessége, η a reflexiós tényező, r a radartól vett távolság. Amennyiben a részecskék mérete legalább egy nagyságrenddel nagyobb, mint a radar által kibocsátott elektromágneses sugárzás hullámhossza, akkor a visszaszórás a Rayleigh-féle szórással írható le. Ez a feltétel a legtöbbször teljesül a hidrometeorokra, még abban az esetben is, ha nagyobb, cm-es nagyságrendű jég szemek is előfordulnak, mert ezek koncentrációja általában elhanyagolható. A visszaszórást a nyalábszélesség és az impulzushossz által meghatározott térfogatban elhelyezkedő összes részecske átlagaként írjuk le. Az impulzus térfogatban lévő különböző hidrometeorok szabálytalan mozgást végeznek, ezért folyamatosan változik a visszaverő felület nagysága. Ez azt eredményezi, hogy a visszavert jel teljesítménye egy átlagos érték között fluktuál (*Marshall and Palmer, 1948*).

A meteorológiai radaregyenlet felhasználhatóságához számos közelítő feltételezéssel kell élni:

- a meteorológiai célt alkotó részecskék egyenletesen töltik ki a besugárzott térrészt,
- a részecskék anyaga, halmazállapota és méret szerinti eloszlása ismert vagy meghatározható,
- meghatározható az egységnyi térfogatra eső visszaverő keresztmetszet, a reflexiós tényező, a radarcélt alkotó részecskék paramétereinek függvényében,
- feltételezzük, hogy megfelelő eljárást tudunk alkalmazni a vett jel fluktuációinak a kiszűrésére, azaz meg tudjuk mérni a visszavert sugárzás átlagos teljesítményét,
- az antennára adott pillanatban beérkező visszaverődések a késési időnek megfelelő távolságban elhelyezkedő véges, a kibocsátott impulzus térbeli hosszának felével megegyező vastagságú, gömbrétegből származnak,
- a figyelembe veendő gömbrétegben található részecskék által visszavert sugárzás intenzitását az antenna iránykarakterisztikája határozza meg (*Dombai, 2007*).

A meteorológiai radaregyenletben a meteorológiai célt a reflexiós tényezővel vesszük figyelembe, ami függ a hullámhossztól, a meteorológiai célt alkotó részecskék méretétől, anyaguk dielektromos sajátosságaitól, a hőmérséklettől, stb. A radarmeteorológiai gyakorlatban szokás egy másik, a meteorológiai célt szemléletesebben jellemző paraméter, a reflektivitási tényező alkalmazása. Használatához azonban további megszorító feltevessel kell élni. A meteorológiai célt alkotó részecskék gömb alakú vízcseppecskék, amelyeknek mérete elhanyagolható a radar hullámhosszához képest. E feltevés mellett igaz lesz, hogy a visszaverődés a Rayleigh-szóródásnak megfelelően alakul, a reflexiós tényező:

$$\eta = \frac{\pi^5}{\lambda^2} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2 \sum_{1m^3} d_i^6, \quad (18)$$

ahol d_i a részecskék átmérője, m a víz komplex törésmutatója, λ a sugárzás hullámhossza. A reflektivitási tényező a fenti összefüggésben szereplő összeg, ami nem más, mint a részecskék méret szerinti eloszlásából származó geometriai paraméter, amit Z -vel szokás jelölni:

$$Z = \sum_{1m^3} d_i^6 \quad (19)$$

A Z bevezetésével és a víz komplex törésmutatójának felhasználásával a meteorológiai radaregyenlet alakja:

$$\overline{P_{vett}} = \frac{P_I \cdot c \cdot \tau \cdot G_M^2 \cdot \theta^2 \pi^3}{4^5 \cdot 2 \ln 2 \cdot \lambda^2} \cdot 0,93 \cdot \frac{Z}{r^2} \quad (20)$$

A beérkező jelek szintjéből tehát meghatározható a cél reflektivitása. A visszaverődés mértéke több dologtól függ: az impulzus térfogatban lévő felhő-és csapadékelemek méretétől, eloszlásától, a halmazállapot összetételtől, valamint a felhő egyéb fizikai tulajdonságaitól. Egy adott térfogatnak annál nagyobb a reflektivitása, minél nagyobb a benne található esőcseppek átmérője. Mivel ennek a mennyiségnek 10^5 - 10^8 nagyságrendű a változékonysága, így a gyakorlatban a 10-es alapú logaritmusának 10-zel való szorzásával kapott, úgynevezett dBZ értékeit használják a meteorológiai célok jellemzőinek megadására.

A különböző reflektivitási értékek különböző méretű és koncentrációjú csapadékelemekre utalnak. A 0 és 10 dBZ közötti érték gyenge intenzitású esőt vagy havat jelent. 10 és 30 dBZ között közepes intenzitású eső vagy hó, 30 és 55 dBZ között pedig nagy intenzitású eső vagy záporszerű csapadék hullik. Az 55 dBZ feletti érték már jégszemek jelenlétére utal. A radar által mért Z reflektivitásból úgynevezett ekvivalens csapadékintenzitást lehet számolni, aminek mértékegysége mm/h. A legegyszerűbb ilyen számítási módszer az úgynevezett Marshall-Palmer-egyenlet (*Marshall and Palmer, 1948*):

$$Z = A \cdot R^b, \quad (21)$$

ahol R jelöli a csapadékintenzitást, A és b pedig számolási együtthatók. Az utóbbiakat nagy természetes változékonyság jellemez ($A=50$ - 500 , $b=1$ - 3), ugyanis értékük több tényezőtől is függ: földrajzi hely, klimatikus viszonyok, domborzati hatások, mikrofizikai folyamatok, felhő szerkezete (konvektív vagy réteges). A pillanatnyi intenzitásból becslést lehet adni az 1 óra alatt lehullott csapadékmennyiség területi eloszlására.

A radarral történő mérések során figyelembe kell venni, hogy a berendezés nem csak a felhőelemekről visszavert jeleket detektálja, hanem számos egyéb forrásból származó jelet is. Így jelenhetnek meg például szinte minden radar reflektivitási képen azok a hegyek, illetve épületek, amik a radar közelében találhatók. Ezeket a jeleket az irreálisan gyorsan változó intenzitás jellemzi, kiszűrésükre különböző matematikai algoritmusokat használnak a szakemberek. Az időjárási radarok általában 3 és 10 cm közötti hullámokat bocsátanak ki.

2.2.2. Az OMSZ által használt korrekciós eljárás

Magyarországon jelenleg az Országos Meteorológiai Szolgálat által üzemeltetett 3 darab EEC gyártmányú 5 cm-es hullámhosszon működő C-sávú Doppler, duál-polarizációs DWSR-2500C típusú radar található: Budapesten, Napkoron és Pogányváron. 2013-ban megkezdődött egy 4. radar telepítése Szentes-Lapistón. A két vidéki radar működési programja megegyezik, a fővárosi kis mértékben eltér tőlük. Ennek oka, hogy utóbbit korábban telepítették (*Dombai, 2007*). Ebben a hálózatban jelenleg minden radar 5 percenként megismétel egy összetett mérési folyamatot. Ennek a mérésnek a paraméter összeállítását letapogatási stratégiának, angolul scanning strategy-nek nevezik. A radarok alapvetően körző mozgást végeznek. Ciklusonként 10 kört tesznek meg, eközben folyamatosan emelik a magassági szögüket, ezáltal kúpfelületek keletkeznek. Rácspontonként 10 darab kúp áll rendelkezésre, ami 10 különböző magassági szintet eredményez. Ebből a 10 szintből a maximális reflektivitású szintet választják ki, és ezt követően ezt az értéket használják tovább. Ez az úgynevezett maximális leválasztás módszere. Ennek az az előnye, hogy általa mindig rendelkezésre áll információ. A radarok méréshatára 240 km, e felett már túl nagy mérési hibákat okoz a Föld görbülete, illetve a radarnyalábok széttartása. Az egyes radarmérésekben rejlő hiányosságokat, mint például a csapadék okozta gyengülés a kompozit képek készítésével lehet orvosolni, mert ekkor a másik radar adataival korrigálhatók a mérések. A hazai radarok egymástól mért távolsága megközelítőleg 240 km, így a szomszédos radar feletti térrészre is közel teljes rálátást biztosítanak. Az országos radarkép területét, ami $800 \times 500 \text{ km}^2$, a 3 radar jól lefedi. A kompozit kép elemi képpontjának mérete $2 \times 2 \text{ km}^2$. Az országos kompozit készítésénél is maximális leválogatást használnak, vagyis a legmagasabb reflektivitású radart használják. Ez az eljárás azonban csapadékmérési hibákhoz is vezethet.

Az Országos Meteorológiai Szolgálatnál 1, 3, 6, 12 és 24 órás országos csapadékösszeg kompozit radarképeket készítenek. Míg első 3 esetében csak a korrigálatlan radar adatokat

jelenítik meg, addig a 12 és 24 órás radaradatokat már korrigálják a felszíni csapadékmérő állomásokból származó adatokkal. Az OMSZ munkatársai a finn és a svéd meteorológiai intézet módszerét adaptálták a hazai viszonyok alapján (*Michelson et al.*, 2000; *Michelson and Koistinen*, 2000). A gyakorlatban a finom térbeli felbontású, 2×2 km-es rácshálózaton megadott, a térben folytonosnak tekintett radaros 12 órás korrigálatlan csapadékösszeget módosítják durvább térbeli felbontású, néhányszor 10 km-es, nem szabályos rácson rendelkezésre álló, a térben pontszerűnek tekintett 12 órás csapadékösszegek alapján. Ez utóbbi a felszíni csapadékmérő állomáshálózat. Csapadék adatpárokat képeznek, melyek a radaros csapadékmezőnek a felszíni csapadékmérőhöz legközelebb eső pixelbeli adatából és a felszíni csapadékösszezből áll. Ezt követően úgynevezett alkalmazott referencia pontokat választanak: ezek azok az adatpárok, melyekre a felszíni csapadékösszeg 0,5 mm-nél, a korrigálatlan radaros csapadékösszeg 0,1 mm-nél nagyobb. Ezekből a pontokból logaritmikus skálán értelmezett, lokális, a csapadékmérők helyén érvényes korrekciós faktort kaphatunk:

$$F_g = \ln \left(\frac{G_g}{R_g} \right), \quad (22)$$

ahol G_g jelöli a felszíni csapadékösszeget, R_g pedig a korrigálatlan radaros csapadékösszeget. A korrekciós eljárás során a referencia pontokban rendelkezésre álló F_g értékek alapján interpolációval előállítják az $F_{(i,j)}$ korrekciós faktor mezőt az (i,j) index párral jellemzett radarrács minden rácspontjára. A különböző korrekciós eljárások a korrekciós faktor térbeli interpolációjának módjában különböznek egymástól. A módszer megválasztásakor figyelembe kell venni, hogy a csapadékmennyiség térben és időben nagy változékonyságot mutat.

Az OMSZ által használt korrekciós eljárásban eleinte egyidejűleg kétféle interpolációt alkalmaztak, melyeket az aktuális helyzettől függően súlyozottan használtak. A radarral mért korrigálatlan csapadék és a felszíni csapadékmérők által mért csapadék között a radartól való távolság függvényében szisztematikus eltérés mutatkozik. Ezt az eltérést az alábbi függvény segítségével vették figyelembe:

$$F_r = A + Br + Cr^2, \quad (23)$$

ahol r a radartól mért távolság, az A, B, C együtthatók, melyek a referencia pontokból származó értékekkel végrehajtott regresszióval határozhatók meg. A regressziós együtthatók felhasználásával a radarrács minden rácspontjára előállítható az $F_{r(i,j)}$ távolságfüggő korrekciós faktor:

$$F_{r(i,j)} = A + Br_{(i,j)} + Cr_{(i,j)}^2, \quad (24)$$

ahol $r_{(i,j)}$ az (i,j) rácspontnak a radartól vett távolsága. Napjainkban azonban ezt a korrekciós eljárást operatíván nem alkalmazzák. A térbeli korrekciós faktor meghatározása esetén az aktuális 12 órás periódusból származó adatok használják fel (Brandes, 1975). A radarrács minden pontjára súlyozott átlagot képeznek:

$$F_{s(i,j)} = \frac{\sum w_{g(i,j)} F_g}{\sum w_{g(i,j)}}, \quad (25)$$

ahol $w_{g(i,j)}$ az alábbi alakú súlyfüggvény:

$$w_{g(i,j)} = \exp \left[-r_{g(i,j)}^2 / 4D_{(i,j)}^2 \right], \quad (26)$$

melyben $r_{g(i,j)}$ a g -edik referenciapontnak az (i,j) koordinátájú radarpixelről vett távolsága, $D_{(i,j)}$ a lokális csapadékmérő hálózat sűrűsége. Utóbbi előállítás az alábbi módon történik:

$$D_{(i,j)} = R_0 \times \left[\sum \left(1 - r_{g(i,j)} / R_0 \right) \right]^{-1/2}. \quad (27)$$

Ekkor az összegzés a pixel körüli R_0 sugarú körben található referencia pontokra vonatkozik. $R_0 = 100$ km-rel végzik a korrigálást. Abban az esetben, amikor az R_0 sugarú körben nem található referencia pont, akkor az adott pixelre nem határozható meg a térbeli korrekciós faktor.

A végső korrekciós faktor a távolsági és a térbeli korrekciós faktor mezők súlyozott összegéből az alábbi módon állították elő:

$$F_{(i,j)} = w_{s(i,j)} \cdot F_{s(i,j)} + (1 - w_{s(i,j)}) \cdot F_{r(i,j)}, \quad (28)$$

ahol a súlytényező:

$$w_{s(i,j)} = \exp \left[-(D_{(i,j)} - D_h) / D_0 \right], \quad \text{ha } D_{(i,j)} \geq D_h \quad (29)$$

$$w_{s(i,j)} = 1, \quad \text{ha } D_{(i,j)} < D_h \quad (30)$$

ahol $D_{(i,j)}$ a lokális állomássűrűség, D_h hangoló konstans ($D_h = 30$ km), D_0 a dekorrelációs távolság. Mivel a távolságfüggő korrekciós faktor már nem alkalmazzák, így az egyenlet második részétől eltekinthetünk.

A végső korrekciós faktor alapján a radarral mért csapadékmező korrigálása:

$$Q_{(i,j)} = R_{(i,j)} \cdot \exp(F_{(i,j)}), \quad (31)$$

ahol $R_{(i,j)}$ a korrigálatlan radaros csapadék, $F_{(i,j)}$ a korrekciós faktor, $Q_{(i,j)}$ pedig a korrigált radaros csapadék. Meg kell említeni, hogy 120 km fölött az eljárás hatékonysága a távolsággal csökken (Németh és Sebők, 2005). A módszer alkalmazhatóságát támasztja alá többek között a Pó-síkság térségére, 2 éves időszakra elvégzett verifikációs vizsgálat, valamint a Dánia területére végzett vizsgálat (Stanzini et al., 2000; He et al., 2011).

3. Elemzés

A most következő fejezet az elvégzett vizsgálatok leírását és a kapott eredményeket tartalmazza. Először bemutatom az elemzésekhez használt statisztikai paramétereket, majd pedig a felhasznált adatok elő feldolgozásának folyamatát és a különböző csapadékmezők megfelelő értékeinek párosításának módszerét részletezem. Ezt követően kerül sor a tényleges elemzés tárgyalására: először az automata csapadékmérők helyén végzett vizsgálatok kerülnek bemutatásra, majd pedig a teljes mezőn végzett vizsgálatok, külön kiemelve a régiónkénti elemzéseket. A fejezet egy hagyományos kriging eljárás alapuló korrekciós eljárás tesztelésével és az elemzések konklúzióinak levonásával zárul.

3.1 A statisztikai paraméterek számításához felhasznált képletek

Az összehasonlító elemzés során az alábbi matematikai összefüggéseket használtuk fel. A következő képletekben R_i jelöli a radaros becslés, G_i a felszíni mérők, illetve a MISH interpolációval készült értékeket, n pedig összes becslés-megfigyelés adatpár számát.

1. Átlagos abszolút hiba (SMAE, Standard Mean Absolute Error): a becslés és a megfigyelés közötti eltérés abszolút értékének átlaga.

$$\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |R_i - G_i| \quad (32)$$

2. Átlagos relatív hiba: az abszolút hiba és a megfigyelés hányadosának átlaga, százalékban kifejezve.

$$\left(\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{|G_i - R_i|}{G_i} \right) \cdot 100 (\%) \quad (33)$$

3. Négyzetes középérték hibája (RMSE, Root Mean Square Error): a becslés és megfigyelés közötti négyzetes eltérés négyzetgyökének átlaga.

$$\sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (R_i - G_i)^2} \quad (34)$$

4. Korrelációs együttható (CC, Correlation Coefficient): a becslés és megfigyelés közötti lineáris összefüggés mértéke

$$\frac{\sum_{i=1}^n G_i \cdot R_i - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n G_i \sum_{i=1}^n R_i}{\sqrt{\left(\sum_{i=1}^n G_i^2 - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n G_i \sum_{i=1}^n R_i \right) \cdot \left(\sum_{i=1}^n R_i^2 - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n G_i \sum_{i=1}^n R_i \right)}} \quad (35)$$

5. Torzítás (*BIAS*): a becslés és a megfigyelés közötti logaritmikus kapcsolat. Annál jobb a becslés, minél közelebb van a torzítás a 0 értékhez. Negatív érték esetén alul-, pozitív értéke esetén felülbecslés jellemző.

$$BIAS (dB) = 10\log(R_i/G_i) \quad (36)$$

3.2. A felhasznált adatok és az adott rácspontok párosítása

A radar mérések adatai közül rendelkezésre álltak a 24 órás korrigált adatok, valamint a 6 órás korrigálatlanok. Első lépésként az utóbbiakból kellett az adott időszakoknak megfelelő 24 órás összegeket készíteni. A radarmedzők egy 250×400 -as mátrix formában készülnek, melynek bal alsó sarkában lévő elemének koordinátája é. sz. $45^\circ 18'$, k. h. $14^\circ 27'$, a jobb felső sarkában lévő elem koordinátájának é. sz. $49^\circ 18'$, k. h. $24^\circ 27'$, felbontása pedig 2 km. Könnyen belátható, hogy a mezők nem csak Magyarország területére készülnek. Figyelembe véve, hogy a felszíni csapadékmérők és a MISH interpoláció adatai csak az országhatáron belül állnak rendelkezésre, ezért a radar adatok közül is csak határon belüliekkel foglalkoztam. Ehhez úgynevezett maszkolási eljárással levágtam a felesleges részeket, és csak Magyarország területére végeztem számításaimat.

A felszíni csapadék adatoknál az órás összegekből dolgoztam. Tekintve, hogy a 2012-es és a 2013-as évből is 8-8 kiválasztott napra végeztem el a vizsgálatokat, így a rendelkezésre álló felszíni mérésekből kiválogattam azokat, amelyek az adott 8-8 nap minden egyes órájáról rendelkeztek adatokkal. Így 103 darab felszíni csapadékmérő adatával tudtam dolgozni. Ahhoz, hogy az órás adatokból képzett napi csapadékösszegek rendelkezésre álljanak, szükséges volt az adatfájlokban található információk rendezésére. Az eredeti fájlokban ugyanis az adatok az egész éves időszakra (2012 és 2013) vonatkoztak, soronként 1-1 óra adatával. Első lépésként tehát a 24 óránkénti összegeket kellett meghatározni. Tekintve, hogy az adott napra vonatkozó 24 órás csapadékösszegeket mindig az adott nap 6 UTC és a következő nap 6 UTC közötti időintervallumra vonatkozóan adják meg világszerte, így én is eszerint jártam el. Az így kapott értékeket az állomások koordinátái alapján helyeztem el a 250×400 -as mátrix megfelelő koordinátájú pontjaira. Az állomások koordinátái természetesen nem egyeztek pontosan a mátrix adott pontjának koordinátaival, így minden esetben abba a pontba kerültek az adatok, amelyiknél a koordináták között a legkisebb eltérés volt. Paks és Paks Atomerőmű nevű felszíni mérők a mátrixnak ugyanabba a pontjába esnek. Ezt a problémát úgy küszöböltem ki, hogy a két adat átlagát vettem és ezt az értéket írtam a megfelelő pontba.

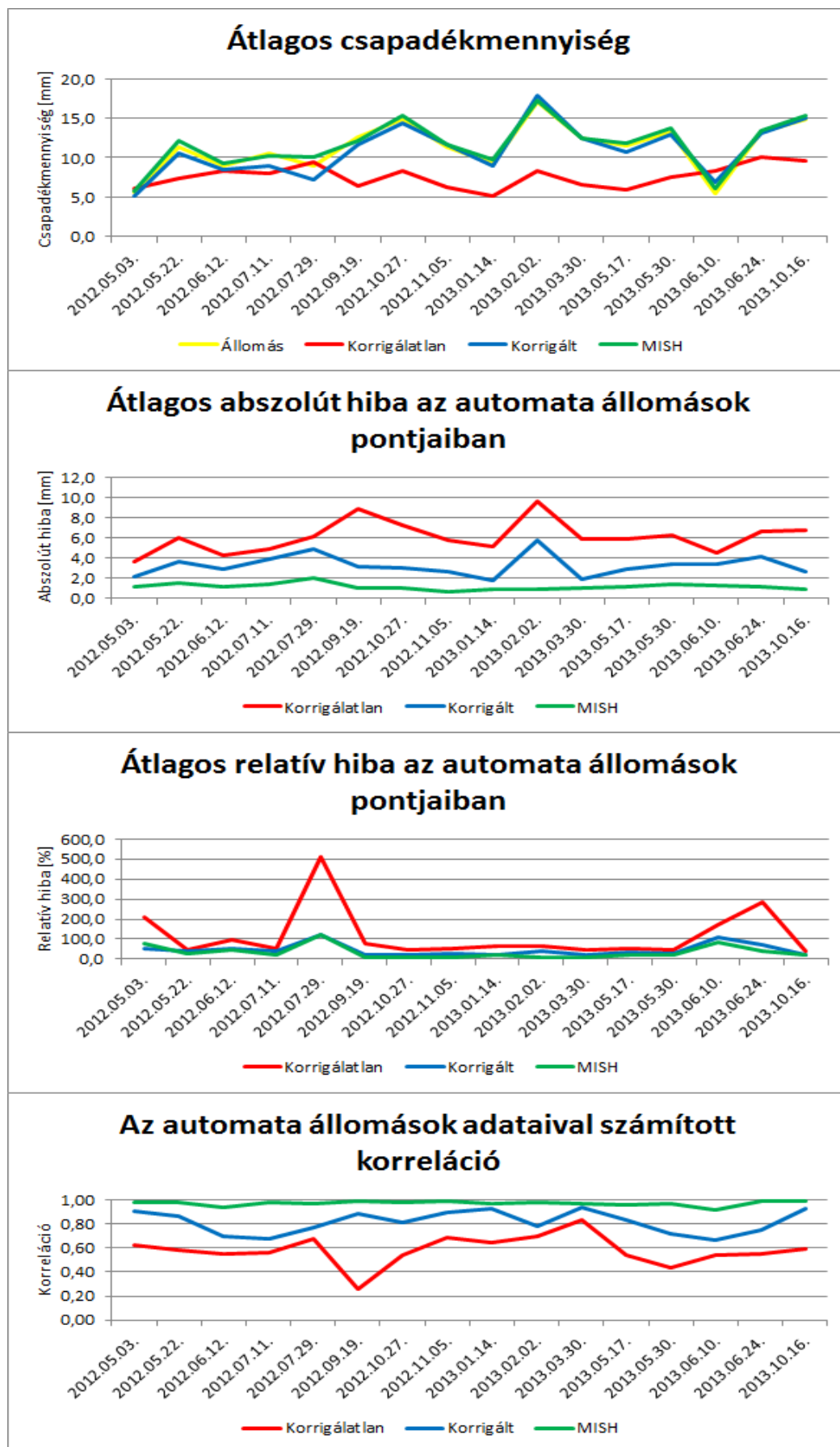
A rendelkezésre álló MISH adatokat az Országos Meteorológiai Szolgálat munkatársai által hozzáférhető INDA rendszerből kaptam meg. Ebben a rendszerben meglehet adni, hogy milyen paraméterek alapján és milyen időszakra szeretném lekérni a MISH interpoláció csapadékmérőit. Én az összes felszíni csapadékmérő alapján és a kiválasztott 8-8 napra, 24 órás összegekben generáltattam le az INDA rendszerrel az adatokat. Ezek az adatok egy-egy 389 x 853-as rácshálózaton jelentek meg. A rács az é. sz. 45°63', k. h. 15°95' és az é. sz. 48°86', k. h. 23°04' között kifeszített téglalapnak felel meg. A kapott mezőkben csak az országhatáron belülré történő interpolálás szerepelt, így a határon kívüli mezőkben -999,0-es értékek szerepeltek. A lekérdezést követően az adatokat a radaros méréseknek megfelelő 250 x 400-as mátrixokba kellett konvertálni. Ezt a koordinátáknak megfelelő átlagolásokkal végeztem el.

3.3 Adott pontokban történő vizsgálat

A munkám megkezdése során először az automata csapadékmérők pontjaiban végeztem el a statisztikai vizsgálatot. Ennek az volt az oka, hogy ezekben a pontokban állt rendelkezésre a jelenlegi mérési technikák közül legpontosabbnak számított adat, ami által bizonyítható, hogy a MISH interpolációval előállított értékek felelnek meg a legjobban a valóságnak. Az elemzést elvégeztem a korrigálatlan és a korrigált RADAR értékekre, ezáltal számszerűsíthettem a korrekció hatását az adott pontokban. A vizsgálat első lépéseként minden vizsgált napon kiválogattam azokat a pontokat, amelyeken a mérések és a becslések legalább 0,1 mm csapadékot mutattak, ezzel úgynevezett alkalmas referencia pontokat kaptunk. A számolásokat csak ezekre a pontpárookra végeztük el. Először a 102 pontban vett átlagos csapadékmennyiséget vizsgáltuk. Ahogyan az **6. ábrán** is látszik, a *MISH* és a korrigált radar a felszíni mérésekkel megegyező értékeket mutat, közöttük az eltérés minimálisnak tekinthető. Ezzel szemben a korrigálatlan radar a késő őszi és a kora tavaszi időszak között jelentősen alábecsült. Hasonló képet láthatunk az átlagos abszolút hiba esetében is. Észrevehető továbbá, hogy a korrekciós eljárás jó közelítéssel felére csökkenti az abszolút hiba nagyságát, a MISH interpoláció azonban még így is minden esetben pontosabb képet ad. Az abszolút hiba mellett számoltam relatív hibát is. E paramétert vizsgálva már nem tekinthető egyértelműen a MISH a legpontosabbnak, a hűvösebb időszakokban előfordult, hogy a korrigált radarbecslés kisebb mértékben hibás. Szembetűnő a korrigálatlan radar 2012. július 29.-ei időpontban jelentkező nagymértékű hibája, ami rávilágít a korrekció fontosságára. Végül megvizsgáltuk az adatsorok közötti lineáris korrelációt is. Ahogyan az a

korábbi vizsgálatok alapján várható volt, a MISH adatok korrelálnak a legjobban a felszíni mérésekhez (0,92-0,99), ezt követi a korrigált (0,66-0,94), végül pedig a korrigálatlan (0,26-0,83).

A felszíni csapadékmérők helyén végzett elemzéssel tehát sikerült alátámasztanunk azt a kezdeti feltételezést, mely szerint az alkalmazott becslési eljárások közül a MISH interpoláció tekinthető a legpontosabbnak. A további vizsgálatok során ezért ezt az eljárást tekintettük viszonyítási alapnak, amihez az egyéb módszerekkel történő becsléseket hasonlítottuk.



6. ábra: Az automata csapadékmérők pontjaiban végzett statisztikai vizsgálatok eredményei

3.4 Mezőelemzés

Az adott pontokban elvégzett vizsgálatot követően áttérünk a teljes országra történő elemzésekre. Ebben a részben 29010 darab pixelpont alapján hasonlítottam össze a különböző mezőket, ugyanis a 250×400 -as mátrixnak ennyi pontja fedi le Magyarország területét. 5 mező adatait vetettem össze a MISH eljárással készült mező adataival: a korrigált és korrigálatlan radar mellett, az általam készített Thiessen poligon, inverz távolság és hagyományos kriging eljárással készült mezőket használtam fel. Utóbbiak részletes leírása a Módszertani bevezetés című fejezetben olvasható.

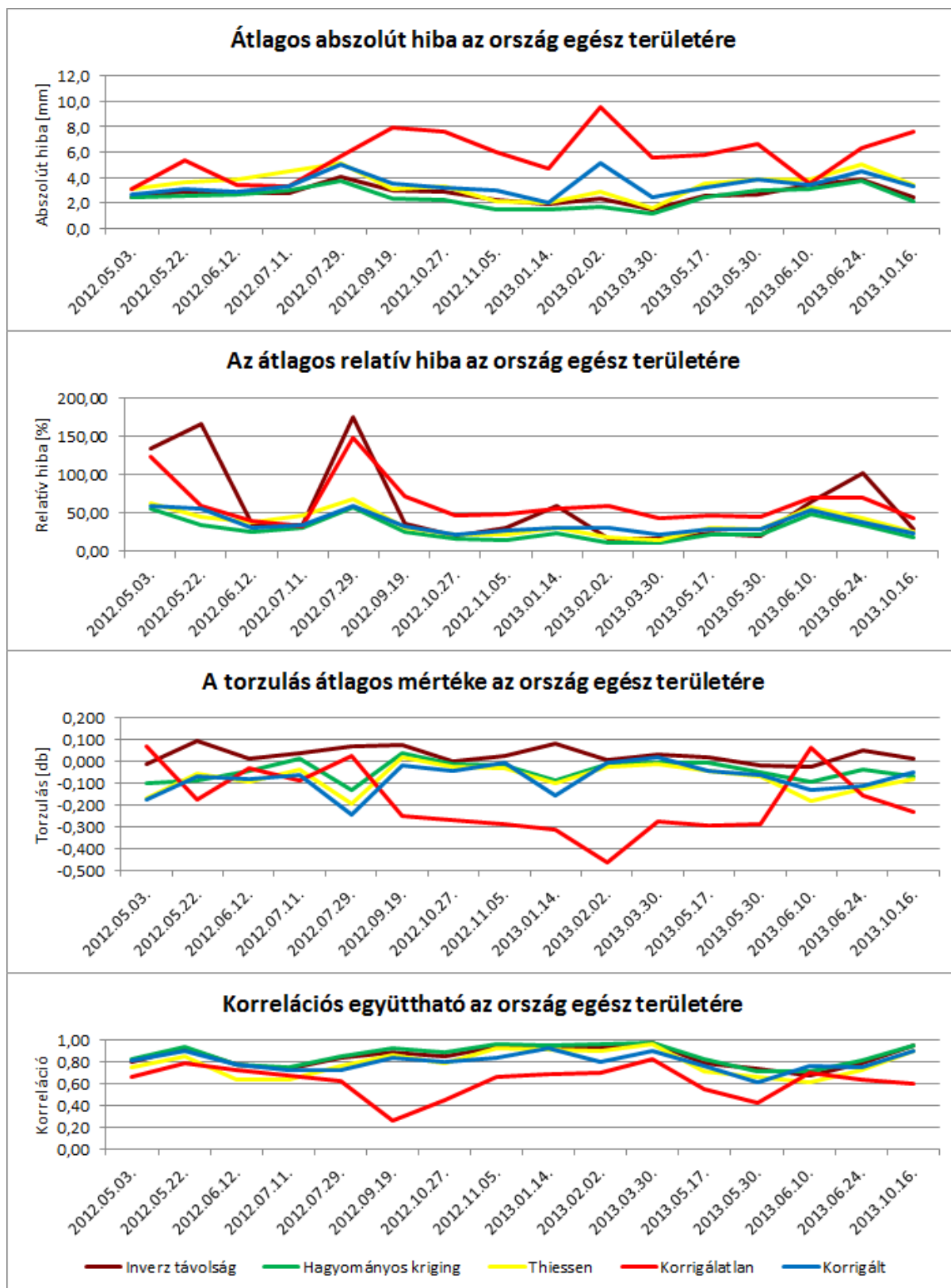
Tekintsük először az átlagos abszolút hibát. E paraméter vizsgálatakor arra a megállapításra jutottam, hogy évszaktól függetlenül minden esetben a hagyományos kriging eljárással készült mező tér el a legkevésbé a MISH-től, a különbség átlagosan 1,6 és 3,3 mm között változik. Ezt minden esetben az inverz távolság módszere követi. A sorban harmadik és negyedik a korrigált radar és a Thiessen poligon. Előbbi a konvektív időszakban, míg utóbbi az őszi-téli félévben pontosabb. A legnagyobb hiba a korrigálatlan radar mező esetében érzékelhető (4,5-7,3 mm). Ki kell emelni ugyanakkor, hogy amíg az első 4 eljárásnál a melegebb időszakban volt pontatlanabb a becslés, addig a korrigálatlan radar hibája a hűvösebb időjárási körülmények között nagyobb. A korrekciós eljárás a leginkább ősszel (~50%), a legkevésbé nyáron (~15%) csökkentette az abszolút hibát. A négyzetes középérték hibája az abszolút hibáéval megegyező képet mutat, ezért ennek részletezésétől eltekinthetünk.

Az abszolút hibához hasonlóan a relatív hiba esetén is a hagyományos kriging eljárás bizonyult a legpontosabbnak (17-40%). Ezt követően azonban nem lehet egyértelmű sorrendet felállítani, ugyanis a többi mező pontossága évszakonként eltérő képet mutat. Melegebb időszakban a korrigált radar megelőzi a Thiessen poligont, a korrigálatlan radar pedig az inverz távolság módszerét, a hidegebb évszakokban azonban fordított helyzet áll fent. Átlagosan azonban elmondható, hogy hűvösebb körülmények között mindegyik becslés pontosabb. A radaros becslés esetében a korrekciós eljárás átlagosan 40-45%-kal csökkenti a relatív hibát.

A torzulást vizsgálva a legszembetűnőbb a korrigálatlan radar őszi-téli félévében történő nagymértékű alulbecslése. Az inverz távolság módszerét leszámítva a többi mezőre mindenhol az alulbecslés jellemző. Az éves átlaghoz képest a konvektív időszakban minden esetben nagyobb a torzulás mértéke. Az abszolút hibához hasonlóan a korrekciós eljárás leginkább ősszel, a legkevésbé nyáron csökkentette a torzulás mértékét.

Az teljes országra történő elemzést a lineáris korreláció vizsgálatával zártam. E szerint a hagyományos kriging eljárás korrelált a legjobb a MISH-hez (0,78-0,96). Ezt követően a többi mező pontossági sorrendje megegyezik az abszolút hiba esetén már részletezettel. A lineáris korreláció esetén is a nyári félévben pontatlanabbak a becslések. A korrekciós eljárás is ebben az időszakban javítja legkevésbé a becslést, átlagosan 10-20 %-kal, szemben az ősszel megjelenő 40% körüli javulással.

Összefoglalásként elmondható tehát, hogy a különböző eljárásokkal előállított csapadékbecslések közül a hagyományos kriging módszer bizonyult a legpontosabbnak (7. **ábra**). Ezt az információt a későbbiekben a saját korrekciós eljárás megalkotásakor használtam fel. Ahogyan az várható volt, a korrigálatlan radarbecslés tért el a legjobban a MISH-el készült mezőtől. Meglepő volt azonban, hogy a vizsgált napok közül több esetben a legegyszerűbb interpolációs eljárás (Thiessen poligon) is pontosabb képet adott, mint a korrekciós eljárással készült radarmező. Ez az információ is megerősíti azt a korábbi feltételezést, mely szerint a korrekciós eljárás további javításokra szorul.



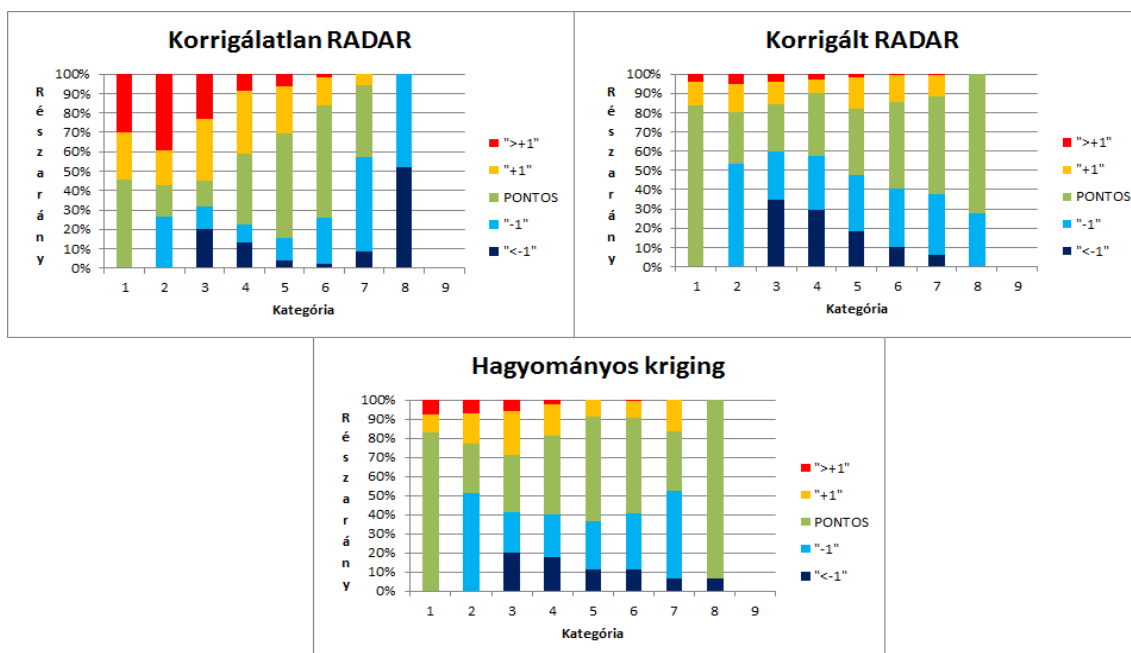
7. ábra: A mezőelemzés során végzett statisztikai vizsgálatok eredményei

A napi csapadébecslések értékelésének egy lehetséges módszere a pontos és pontatlan becslések arányainak bemutatása (Zugyel, 2009). Ezt a vizsgálatot a korrigálatlan és a korrigált radarbecslésre, valamint a hagyományos kriging módszerre végeztem el. Az eljárás első lépéseként meg kell adni egy kontingencia táblát, melyben a csapadékösszegeket kategóriákba kell sorolni. Az általam felhasznált kategóriák határértékeik a **2. táblázatban** ismertettem.

1	0-0,5 mm	4	2,0-4,0 mm	7	16,0-32,0 mm
2	0,5-1,0 mm	5	4,0-8,0 mm	8	32,0-64,0 mm
3	1,0-2,0 mm	6	8,0-16,0 mm	9	>64,0 mm

2. táblázat: 9 kategóriás kontingencia táblázat határértékei

Zugyel (2009)-hez hasonlóan a becslés tulajdonságait oszlopdiagramon ábrázoltam. Minden kategóriában összesítettem az alá- és felülbecslések arányát, amit a pontos becslés aránya mellett kategóriánként feltüntettem. Az alá- és felülbecslések közül külön jelöltem a ± 1 kategóriába eső becsléseket, ezáltal részletesebben is elemezhetjük az eredményeket. A diagramok elemzésekor az első szembetűnő eredmény az, hogy a korrigált radar esetében az alulbecslés sokkal inkább jellemző, mint a felülbecslés.

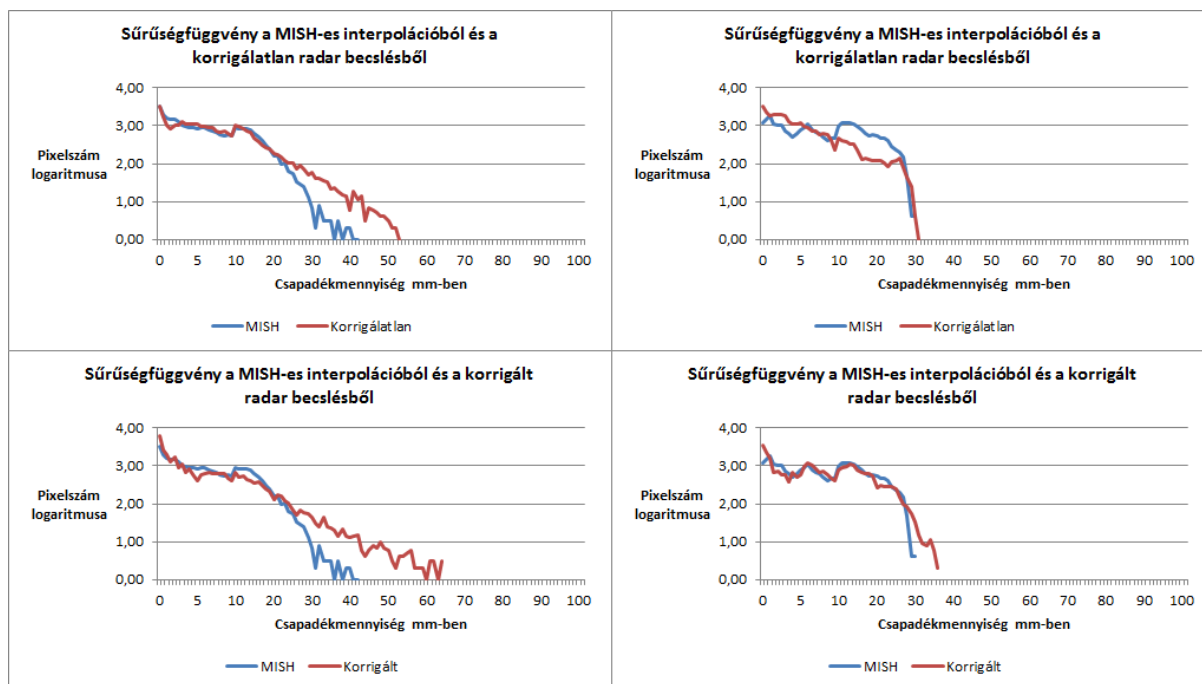


8. ábra: A korrigálatlan és a korrigált radaros, valamint a hagyományos kriging eljárásból származó csapadébecslések pontossága a MISH interpolációval előállított mezőhöz képest 2012.05.03. 6 UTC – 2012.05.04. 6 UTC közötti időszakban kategóriák szerint, külön kiemelve a ± 1 kategóriás hibát és az ennél nagyobb alá- és fölé becsléseket

A felülbecslések aránya a kis csapadékösszegek esetén nagyobb, míg az alulbecslések a 3-as, 4-es és 5-ös kategória esetén a legnagyobb arányúak. A konvektív időszakban a pontos közelítések aránya kisebb, mint a többi esetben. A legsikeresebbnek a 6-os és a 7-es kategóriában tekinthető a becslés, itt a pontos találati arány megközelítőleg 60%, a legkevésbé a 2-es és a 3-as kategória bizonyult pontosnak, ahol a pontos találati arány 20% körüli. Megfigyelhető továbbá, hogy a májustól augusztusig tartó időszakban a 4 mm alatti csapadékot (1-4. kategória) nagyobb pontossággal adja vissza a radaros becslés, mint a szeptembertől áprilisig tartó időszakban. Az 5. kategóriától felfelé azonban fordított a helyzet, ott a konvektív időszakban kevésbé pontos a becslés. Összességében elmondható, hogy a konvektív csapadékok esetén a radaros csapadékbecslés kevésbé pontos, mint réteges felhőzetből hulló csapadék esetén, az eltérés 5 és 10 % százalék közötti.

Ahogy az a **8. ábrán** is látható, a korrekciós eljárás jelentősen csökkenti a felülbecslés mértékét, ugyanakkor az alulbecslés mértéke megnő. A pontos becslések aránya egy kategória kivételével mindenhol növekszik. A korrigálatlan esetben az 5-ös és a 6-os kategóriában a legsikeresebb a becslés, a pontos találati arány azonban mindössze 40%-nyi, tehát a korrekció körülbelül 20%-al növeli a pontosságot. A hagyományos kriging interpolációval készített mező esetén is arra a megállapításra jutottam, hogy a 6-os és a 7-es kategóriában a legpontosabb a becslés, míg csekély csapadékmennyiség (<2mm) esetén a legpontatlanabb.

Az úgynevezett sűrűségfüggvények ábrázolásával a becslések egy másik jellemzőjét lehet bemutatni. Magának a függvénynek az elkészítéséhez a csapadékmennyiségeket intervallumokba kell osztani. Esetünkben ez úgy történt, hogy tíz milliméter alatt félmilliméterenként, felette pedig milliméterenként kerültek beosztásra az értékek. Ezt követően megszámláltam, hogy adott intervallumban hányszor fordult elő a becslési eljárásokkal kapott és a MISH módszerrel megadott érték. Ahhoz, hogy a görbék közötti különbségek szemléletesebbek legyenek, az előforduló esetszámok logaritmusát tüntettem fel az ábrákon. A becsült értékből és a MISH által produkált eredményekből készült két függvény együttes ábrán történő felrajzolásából jól látható, hogy az adott napon milyen arányban jelennek meg a különböző csapadékmennyiségek. Ennél a módszernél, szemben a kontingencia táblázatnál bemutatott módszerrel, az értékek nincsenek párosítva, itt szigorúan csak az előfordulások darabszámával foglalkoztam.



9. ábra: A korrigálatlan és korrigált becslésből származó csapadékösszegek sűrűségfüggvényei a referencia értékhez viszonyítva a nyári (bal) és a téli (jobb) félévben

A görbék jó közelítéssel hasonló a referencia érték görbéivel megegyező menetet mutatnak, bizonyos értékeknél azonban jelentős eltérés mutatkozik. A korrigálatlan radar becslés a konvektív időszakban megközelítőleg 20 mm-ig pontosnak tekinthető, ezt követően azonban a becslés görbéje referencia görbe fölött halad, vagyis felülbecslés jellemző. Ezt a felülbecslést a korrekciós eljárás sem tudja jelentős mértékben csökkenteni, sőt helyenként még ront is a pontosságon. Ez a nagyobb csapadékmennyiség esetén jellemző felülbecslés a hűvösebb időszakban nem jellemző. Ekkor a korrigálatlan becslés inkább felülbecsül, a korrekció elvégzése után azonban pontosnak tekinthető a becslés (9. ábra). Összességében elmondható tehát, hogy csapadékmennyiségek előfordulásában is ugyanaz a szisztéma figyelhető meg, mint amikor párba rendezve vizsgáltam a különböző mezők értékeit.

3.6 Régiókénti összehasonlítás

A radaros csapadékbecslések esetén nemcsak az egész országra végeztem elemzéseket, hanem egyenként a 7 régióra is (10. ábra). Ezzel azt vizsgáltam, hogy mennyire megfelelő a radarok lefedettsége: van-e olyan régió, ahol adott esetben rendszeresen nagyobb hiba fordul elő. A vizsgálatot csak a korrigálatlan és a korrigált radar mezőkre végeztem el, ezáltal rávilágíthattam arra, hogy mely területeken eredményes a korrekció és esetleg előfordul-e olyan eset, hogy a korrekció után pontatlanabb eredményt kapunk, mint előtte.

A klimatológia és a hidrológia területén fontos szerepe van a folyók vízgyűjtő területein lehullott csapadék mennyiségének. A régiónkénti elemzés során részben erre a kérdésre is választ kaphatunk. Magyarországon 3 fő vízgyűjtő terület különíthető el: a Dunáé, a Tiszáé és a Balatoné. Ezek a vízgyűjtő területek természetes túlnyúlnak az ország határain, a vizsgálat a megfelelő adatok hiányában csak a hazai területekre fókuszál. Azt, hogy az egyes vízgyűjtő területeknél melyik régióra lehullott csapadék a legfontosabb, a **3. táblázatban** olvasható.



10. ábra: Magyarország régiói: Nyugat-Dunántúl (1), Észak-Dunántúl (2), Dél-Dunántúl (3), Közép-Magyarország (4), Dél-Alföld (5), Észak-Alföld (6), Észak-Magyarország (7)

A régiónkénti elemzés során is először az átlagos abszolút hibákkal foglalkoztam. Megvizsgáltam, hogy az országos átlaghoz képest az egyes régiókban mennyire tér el a hiba mértéke. Eszerint a becslés mind a korrigálatlan, mind a korrigált esetben a közép-magyarországi régióban a legpontosabb. A korrigálatlan esetben a leginkább alulbecsült régió az észak-alföldi, a korrigáltnál azonban az észak-dunántúli. Felülbecslésben pedig előbbinél a Nyugat-Dunántúl, míg utóbbinál Észak-Magyarország dominál. A korrekció leginkább az ország észak-keleti részén eredményezett javulást, míg a dél-nyugati területeken átlagosan inkább rontotta a becslés pontosságát. A relatív hibákat elemezve a legelső észrevétel az volt, hogy a korrigálatlan becslés esetén minden régióban a fölé becslés volt a legjellemzőbb, alábecslés csak elvétve történt. A legtöbb pontos becslés az észak-magyarországi régióban történt, a vizsgált 16 esetből 6-szor. Külön kiemелendő, hogy ez volt az egyetlen régió, ahol egyáltalán nem történt alábecslés. A korrekció elvégzése után az észak-dunántúli régióban nőtt a pontosság, a felülbecslések száma pedig minden régióban csökkent.

Magyarországon a legtöbb csapadék a május-július közötti időszakban hullik, a legkevesebb pedig január és március között. Az elemzés során ezért évszakonként is megvizsgáltam a becslések pontosságát. A korrigálatlan radarbecslés során az őszi évszakban a legpontatlanabb a becslés. Figyelemre méltó, hogy amíg a Dél-Alföldön minden esetben felülbecslés történt, addig az Alföld északi részén alulbecslés dominált. Meglepő eredmény volt, hogy arányaiban legtöbb pontos becslés a tavaszi és a nyári időszakban volt. Minden évszakot és régiót figyelembe véve a tavaszi időszakra vonatkozó, a közép-magyarországi terület felett a legpontosabb a korrigálatlan radaros csapadékbecslés. A korrekció után tavasszal és nyáron csökkent a pontos becslések aránya, ősszel és télen viszont nőtt. A felülbecslések aránya minden évszakban csökkent. Megállapítható tehát, hogy a legcsapadékosabb időszakban a korrekciós eljárással nem sikerült pontosítani a becslést. Ebben az időszakban az ország észak-nyugati és észak-keleti részén a legpontatlanabb a becslés, vagyis a Duna és a Tisza legfontosabb hazai vízgyűjtő területein, ami komoly problémát jelent a kora nyári árvízi helyzetek előrejelzésében.

Vízgyűjtő	Régió
Duna	Nyugat-Dunántúl, Észak-Dunántúl, Dél-Dunántúl, Közép-Magyarország
Tisza	Észak-Magyarország, Észak-Alföld, Közép-Magyarország, Dél-Alföld
Balaton	Nyugat-Dunántúl, Dél-Dunántúl

3. táblázat: Magyarország legfőbb vízgyűjtői és a velük kapcsolatban lévő régiók

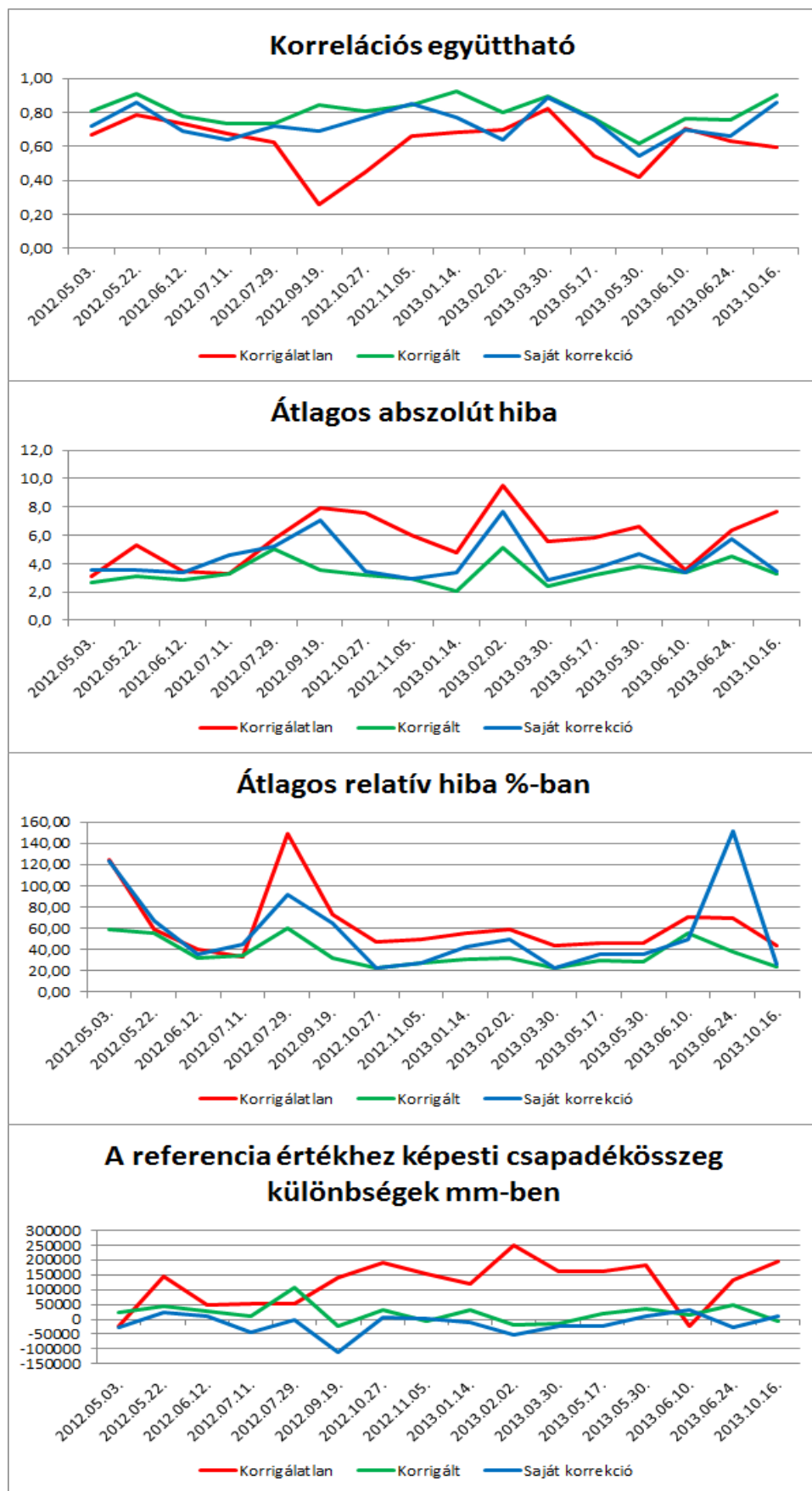
3.5 Hagyományos kriging módszeren alapuló korrekciós eljárás tesztelése

A különböző interpolációs módszerekkel készített csapadékmezők elemzésekor arra a következtetésre jutottam, hogy a hagyományos krigelési módszer közelít a legjobban a referencia mezőhöz, ezért ezzel az eljárással próbáltam egy új korrekciós eljárást készíteni. Első lépésként a korrigálatlan radaros csapadékmezőből kivettem az egyes automata felszíni csapadékmérőkhöz legközelebb eső pixelbeli adatokat és így csapadék adat párokat képeztem. A számítások stabilitásának biztosítása érdekében csak azokat az adatpárokat vontam be az eljárásba, amelyekre mindkét mérés legalább 0,5 mm-es csapadékmennyiséget adott. Ezeket nevezzük alkalmas referencia pontoknak. Ezt követően kiszámoltam a felszíni és a radaros mérés hányadosát a referencia pontokban, ezáltal úgynevezett korrekciós faktorokat kaptam, amik alapján hagyományos krigeléssel előállítható egy korrekciós faktor mező. Végül ezzel a kapott mezővel alkalmaztam korrekciót a korrigálatlan radar mezőre.

Összehasonlítva az általam képzett korrigált mezőket a korrigálatlan és az Országos Meteorológia Szolgálat által operatíván alkalmazott korrekciós eljárással kapott mezőkkel, az alábbi megállapításokat jutottam **(11. ábra)**:

- az új korrekciós eljárás jobban korrelál a MISH-es mezőhöz, mint a korrigálatlan radar mérés, az OMSZ-os korrekcióhoz képest viszont kevésbé. A legkevésbé a nyári időszakban javult a korreláció.
- Az átlagos abszolút hiba tekintetében a korrigálatlanhoz képest a legtöbb esetben csökken a hiba, a korrigálthoz képest viszont legfeljebb csak azonos mértékű hiba fordult elő, érdemben a hibát nem sikerült csökkenteni.
- A korrigálatlan radarhoz képest a relatív hiba is többnyire csökkent a korrekciónk által, de a korrigálthoz képest ebben a paraméterben sem sikerült eredményesebbnek lenni.
- A mezőkre vonatkozó teljes lehullott csapadékmennyiség tekintetében figyelhető meg a korrekcióm legnagyobb eredménye: a vizsgált esetek felében a teljes csapadékmennyiség becslés jobb, mint a korrigált radar esetében. Azt azonban nem lehet egyértelműen megmondani, hogy melyik évszakban/időszakban becslül pontosabban a korrekciós eljárásom, ugyanis télen és nyáron egyaránt előfordult jobb és rosszabb becslés is. Szembetűnő továbbá, hogy amíg a korrigált radar inkább felülbecsülte a csapadékot, addig az általam alkalmazott korrekció inkább alulbecsül.

Összességében elmondható tehát, hogy ez az új korrekciós eljárás pontatlanabb, mint a jelenleg alkalmazott korrekció, de bizonyos esetekben jó közelítést ad.



11. ábra: Különböző statisztikai paraméterek a korrigálatlan, az operatíván alkalmazott és az általunk készített korrekciós mezők esetében

3.6 Konklúzió

A különböző vizsgálati módszerek elvégzését követően az alábbi főbb tanulságokat sikerült levonni:

- Mindegyik vizsgálat esetén a hagyományos kriging eljárás közelített legjobban a MISH interpolációhoz.
- Az őszi-téli félévben a radaros csapadébecslések pontossága elmarad az interpolációs eljárások pontosságától.
- Az OMSZ által alkalmazott korrekciós eljárás leginkább ősszel (kb. 40%-al), legkevésbé nyáron (kb. 15%-al) csökkentette a korrigálatlan radarbecslés hibáit
- A közepes érték (8-32 mm) esetén egyeznek meg a legnagyobb, míg alacsony érték (néhány mm) esetén a legkisebb arányban a radarbecslések a pontos csapadékmennyiséggel.
- A régiónkénti elemzés során megállapítást nyert, hogy a korrigálatlan és a korrigált radar esetében is a közép-magyarországi régióban a legpontosabb a becslés. Az Észak-Alföldre az alulbecslés, a Nyugat-Dunántúlra a felülbecslés jellemző. A korrekció után tavasszal és nyáron csökkent a pontos becslések aránya, ősszel és télen viszont nőtt, vagyis legcsapadékosabb időszakban a korrekciós eljárás nem bizonyul megfelelőnek.
- A hagyományos kriging eljáráson alapuló korrekciós eljárással ugyan nem sikerült minden esetre pontosabb becslést adni a jelenleg alkalmazott korrekciós eljárásnál, azonban bizonyos helyzetekben eredményesebb.

4. Esettanulmányok

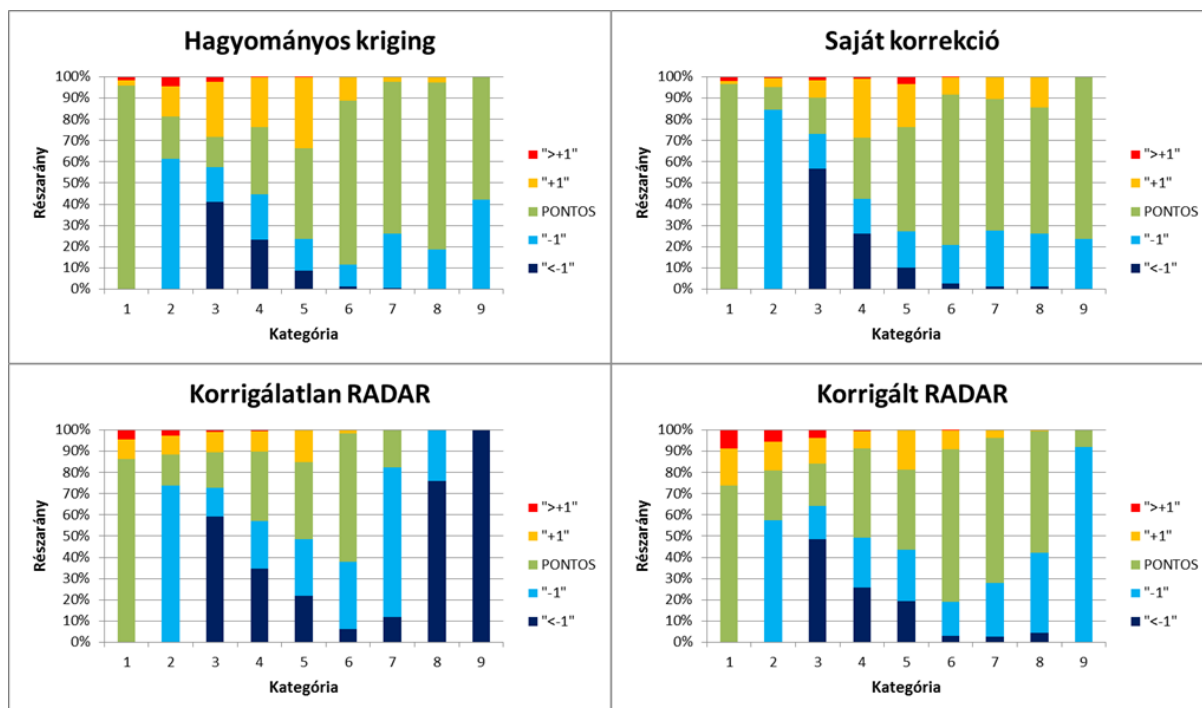
A most következő részben az előző fejezetben megismert becslési tulajdonságokat néhány konkrét példán keresztül szeretném szemléltetni. Az esettanulmányokat úgy választottam meg, hogy minden évszaktól bemutatásra kerüljön 1-1 időszak. Mindegyik példa az aktuális, Kárpát-medencére vonatkozó szinoptikus helyzet bemutatásával és az aznap előfordult csapadékfajták leírásával kezdődik. Ezek az információk az Országos Meteorológia Szolgálat napi jelentéseiből származnak.

4.1. 2012.05.22. 6 UTC – 2012.05.23. 6 UTC

2012.05.22.-én Európa középső és délkeleti területének időjárását egy sekély ciklonális mező határozta meg, ami a Kárpát-medencére is hatással volt. A nap folyamán az ország nagyobb részén erősen felhős vagy borult volt az ég, többfelé esett az eső, záporosó, a Győr-Békéscsaba vonal sávjában helyenként intenzívebb zivatar is kialakult viharos széllel, jégesővel. A másnap reggelig lehullott csapadék mennyisége csapadéknym és 30 mm között változott, azonban Kaposvárról 38, Sármellékről 40, Pécsről 90 mm-t jelentettek.

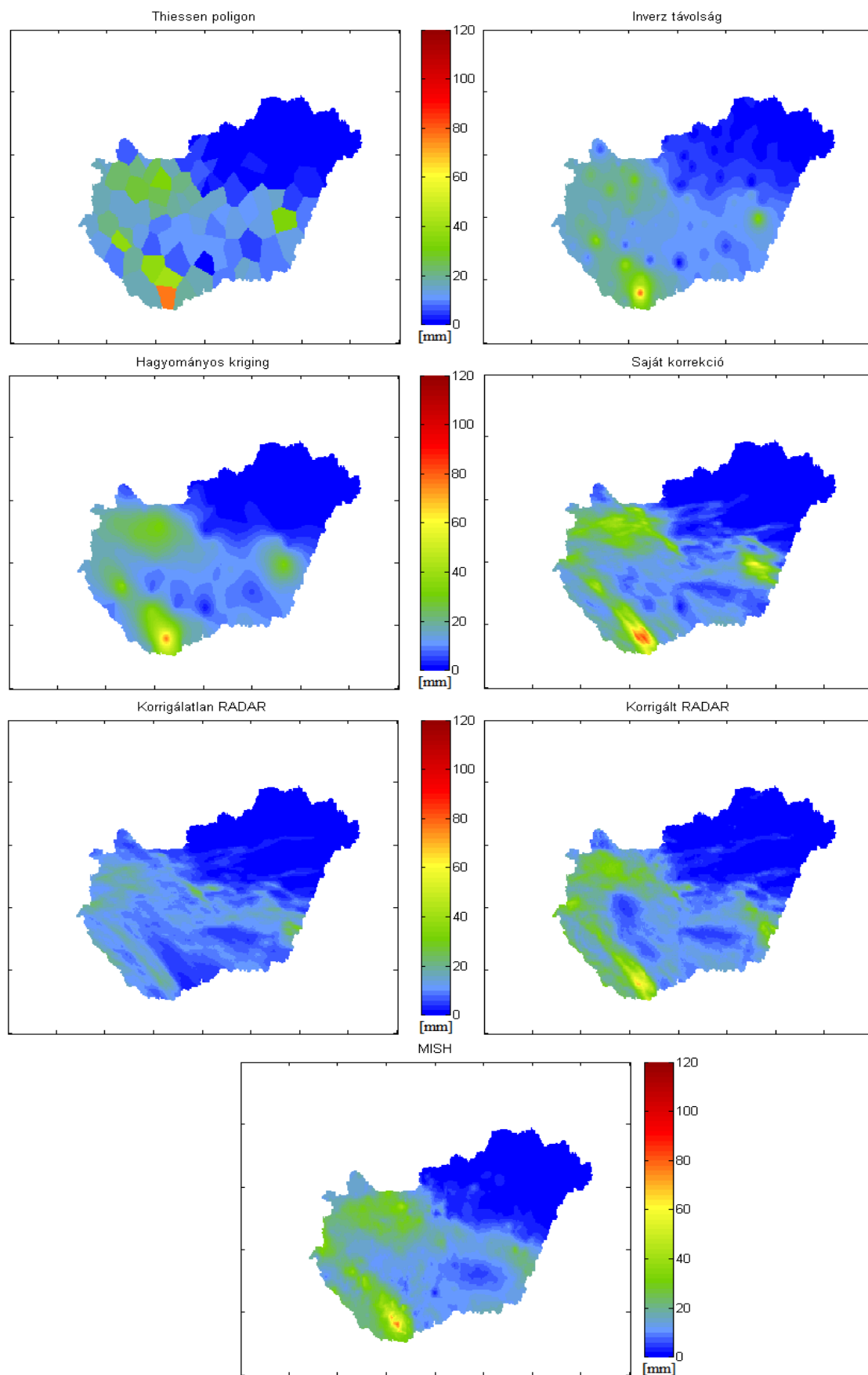
Az erre az időszakra vonatkozó csapadékmennyiségek térbeli eloszlását láthatjuk az **13. ábrán**. Szembetűnő, hogy a déli országrészben mért nagyobb mennyiségű csapadékot a MISH és a hagyományos kriging jobban reprezentálja, mint a 2 radaros becslés, bár meg kell említeni, hogy a korrigált esetben már megjelentik a Pécs környéki 90 mm körüli csapadékmennyiség. Megfigyelhető továbbá, hogy habár az ország egész területére a korrigált radar alulbecslése a jellemző, a dél-alföldi régióban inkább a felülbecslés dominál. A saját módszerrel történő korrekció a Dunántúlon a legeredményesebb, az ország dél-keleti részén azonban jelentős mértékű felülbecslést eredményezett (**14. ábra**).

A pontos becslések vizsgálatakor is szembetűnő a korrigálatlan radar nagymértékű alulbecslése (**12. ábra**). Ezt az alulbecslést az OMSZ-os korrekció sokkal jobban tudta korrigálni, mint az általunk alkalmazott korrekció, bár meg kell említeni, hogy az alacsonyabb kategóriákban a pontosságot kevésbé sikerült növelni, mint a magasabb kategóriáknál. A sűrűségfüggvényeket tekintve (**15. ábra**) is belátható, hogy e tavaszi napon jelentős mértékben alulbecsülte a lehullott csapadék mennyiséget.

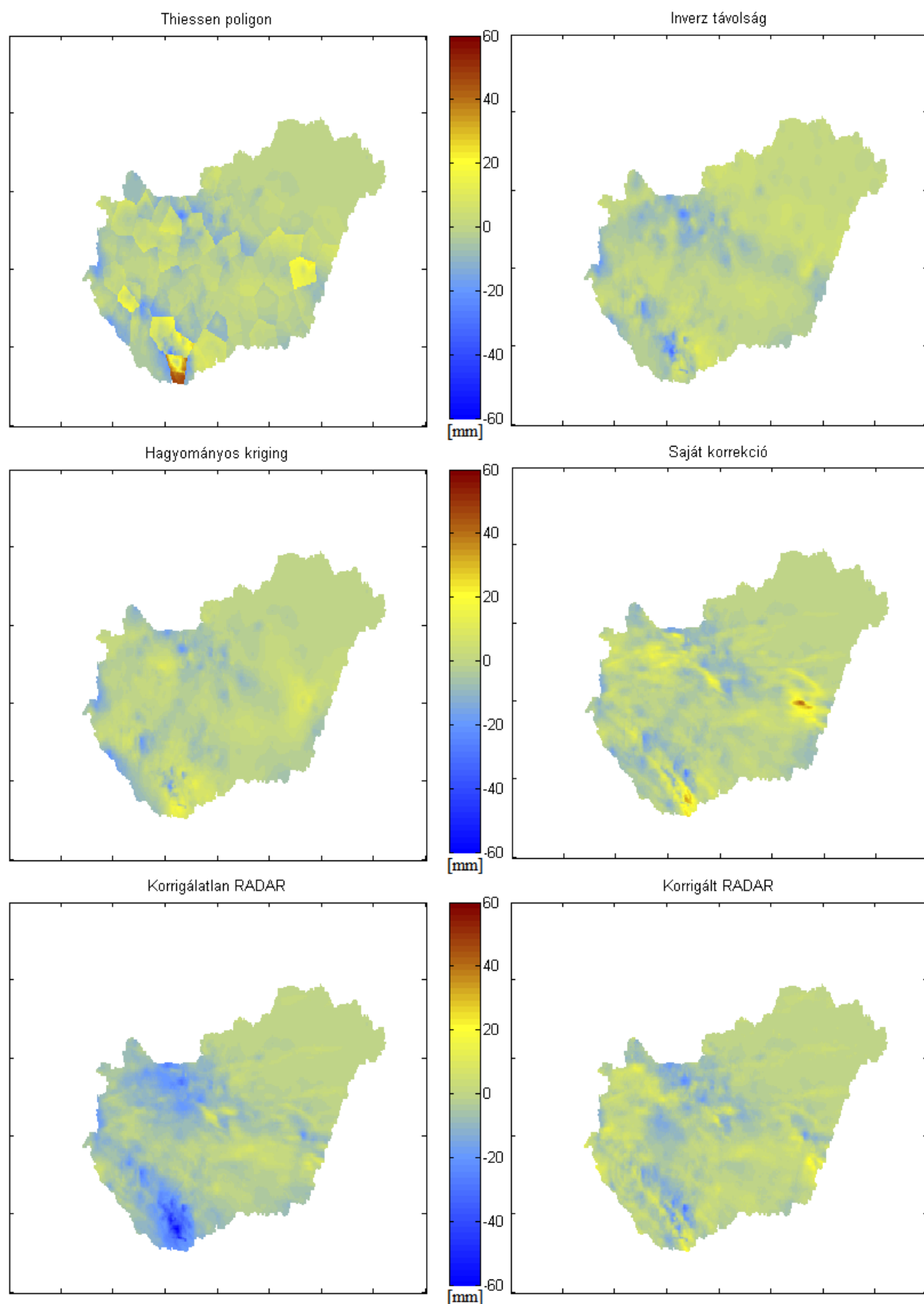


12. ábra: A különböző eljárásokkal készült csapadékmezők pontossága a MISH interpolációval előállított mezőhöz képest 2012.05.22. 6 UTC – 2012.05.23. 6 UTC között

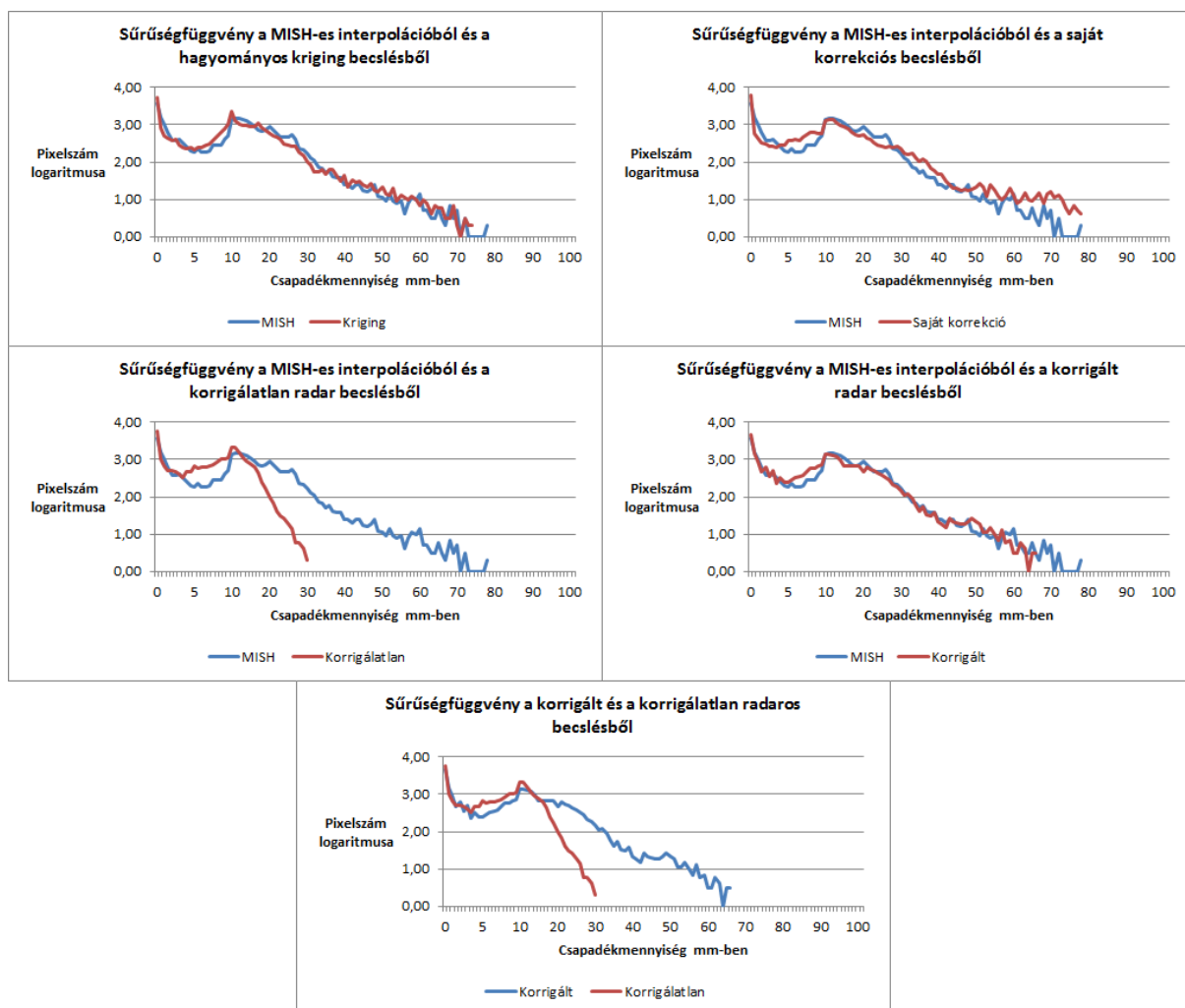
Összességében tehát elmondható, hogy tavasszal, a konvektív eseményeknél nagy szükség van a megfelelő korrekciós eljárás alkalmazására, mert nélküle az esetlegesen lehulló nagymennyiségű csapadékot a radarbecslés nem tudná megfelelő mértékben jelezni. Ez különösen nagy problémát okozhat az úgynevezett flash-flood-ok, vagyis villámárvizek kialakulásakor. A villámárvizek kialakulása leginkább dombsági, hegyvidéki területekhez kapcsolódik. Ezért főleg ezen a területek fontos a megfelelő radarmérés biztosítása.



13. ábra: 2012.05.22. 6 UTC – 2012.05.23. 6 UTC közötti időszak különböző módszerrel előállított csapadékmezői



14. ábra: A különböző eljárásokkal készült csapadékmezők és a MISH interpolációval előállított mező különbsége a 2012.05.22. 6 UTC – 2012.05.23. 6 UTC közötti időszakban



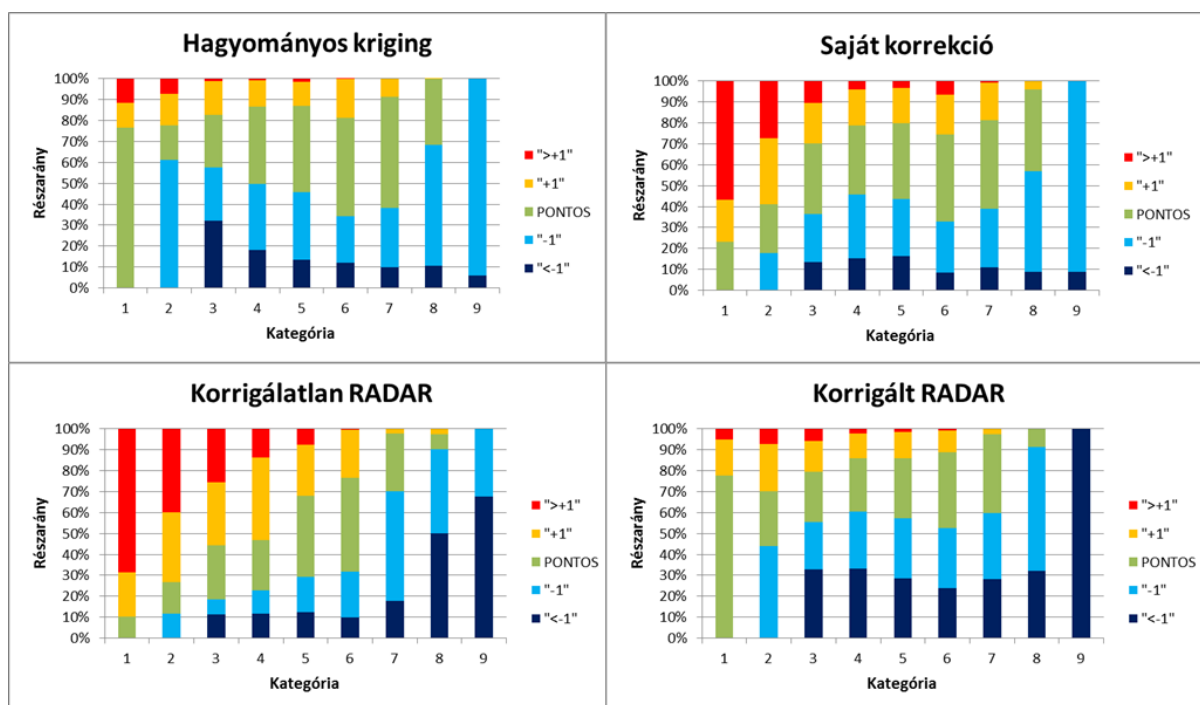
15. ábra: 2012.05.22. 6 UTC – 2012.05.23. 6 UTC közötti időszak különböző módszerekkel előállított csapadékmezőinek sűrűségfüggvényei

4.2. 2012.07.29. 6 UTC – 2012.07.30. 6 UTC

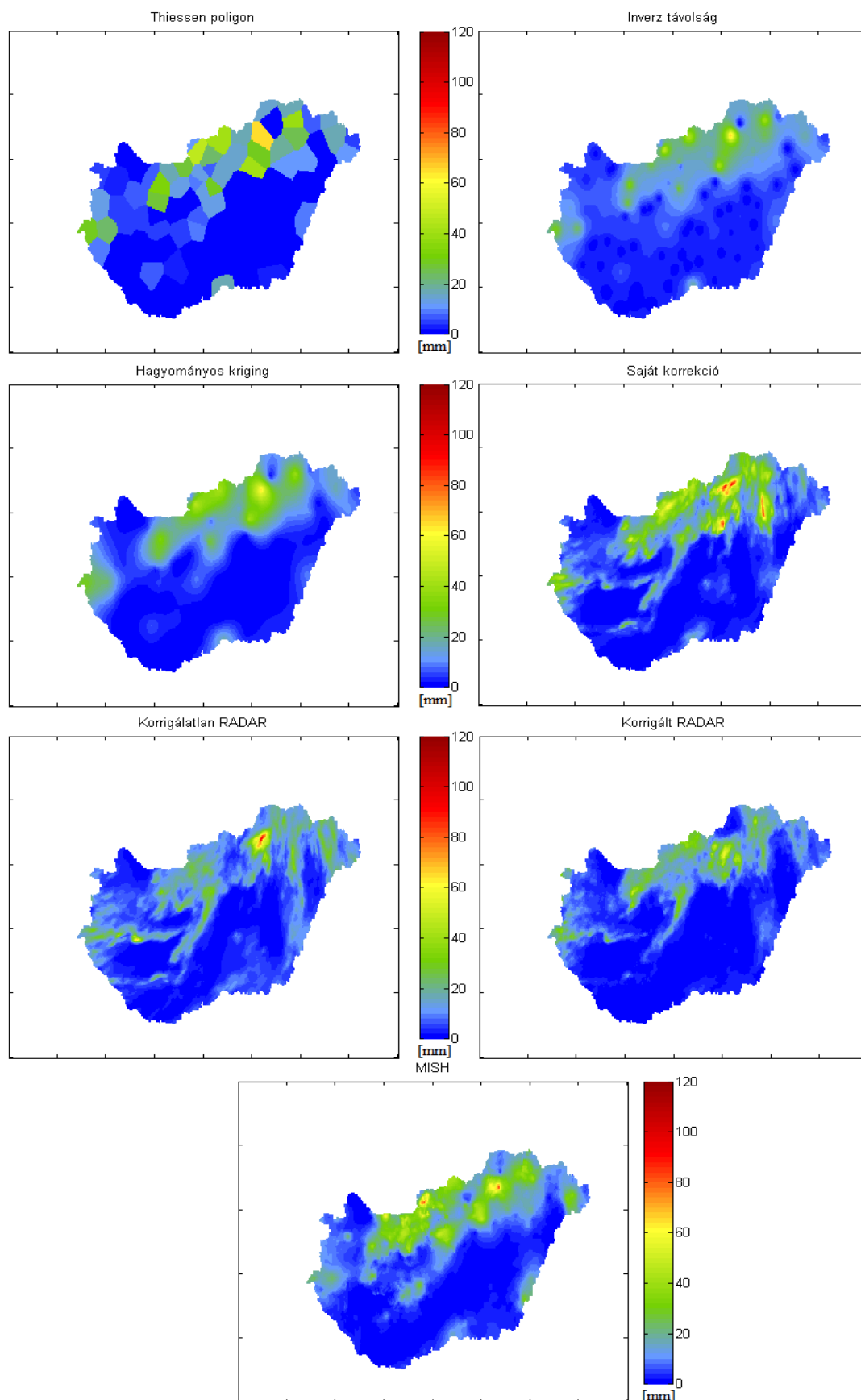
A kontinens középső része fölött hidegfront vonult át, így a Kárpát-medence időjárását is ennek hatása jellemezte. A reggeli órákban a Dunántúl északi részén, a főváros térségében és attól kissé keletre többfelé alakult ki zápor, zivatar. Ezt követően csökkent a felhőzet, azonban a kora délutáni óráktól kezdve előbb nyugaton, később másutt is egyre többfelé erős gomolyfelhő-képződés kezdődött és alakult ki zápor, zivatar. Heves zivatarok is voltak, jégesővel, felhőszakadással, szélviharral. Éjszaka is még többfelé fordult elő zápor, zivatar. A másnap reggelig lehullott csapadék mennyisége a mérőállomásokon csapadékyom és 33 mm között alakult, de Szécsényből 42, Miskolcraól 50, Királyrétről 94 mm-t jelentettek.

Jelentős eltérés figyelhető meg a MISH-es és a radaros mezők között az ország északi részén, ott ahonnan nagyobb mennyiségű csapadékot jelentettek (17. ábra).

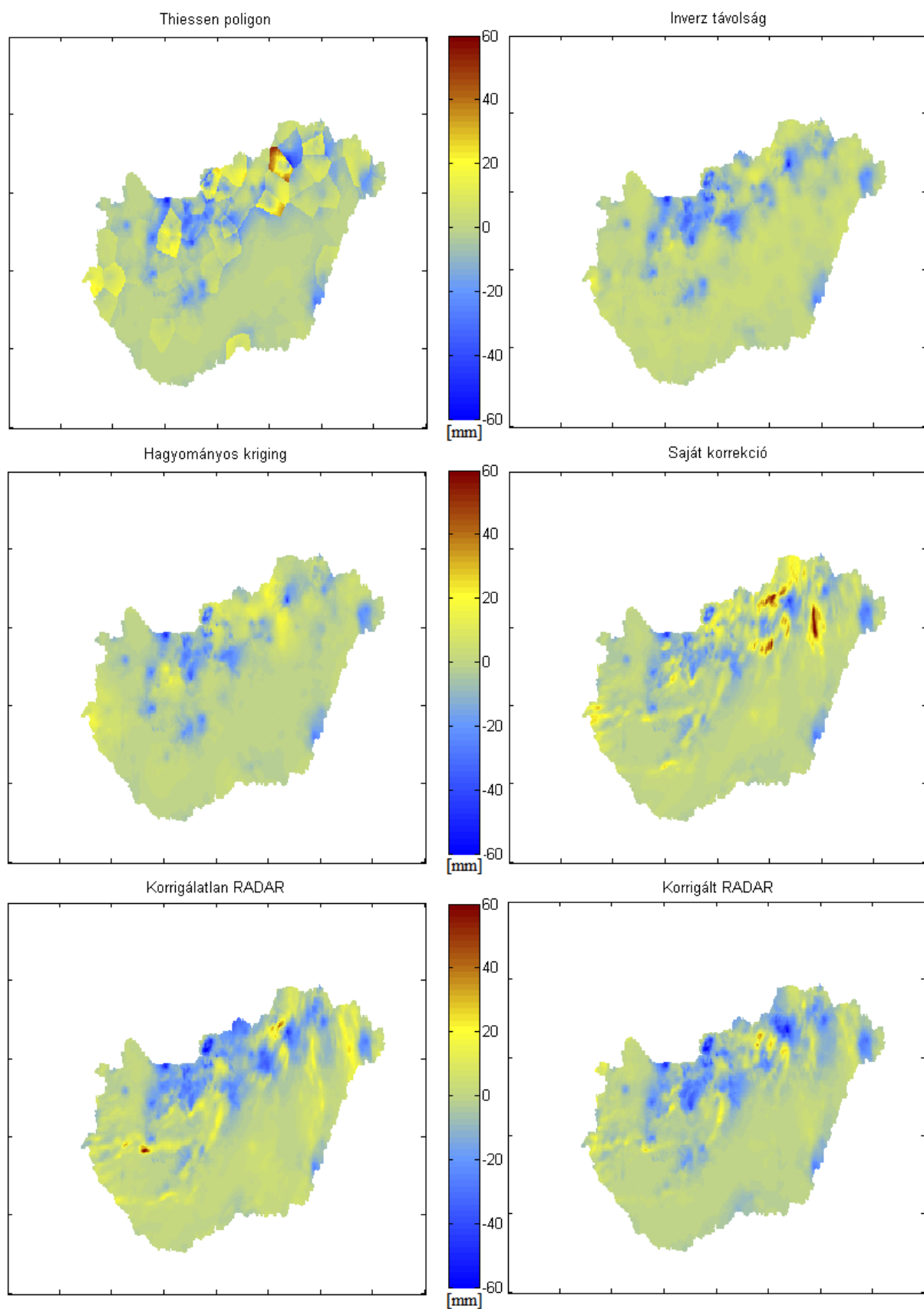
Komárom-Esztergom megyében, a Dunakanyarban, illetve a főváros térségében a radaros becslés jelentősen alulbecsült. Ezzel szemben az Alpokalján és Budapesttől délre inkább a felülbecslés jellemző (**18. ábra**). A saját korrekciós eljárás túlságosan is felülkorrigálja a becslést, ez legszembetűnőbben Királyrét állomás közelében jelenik meg. Ebből arra lehet következtetni, hogy ott, ahol a felszíni állomás nagyobb mennyiségű csapadékot regisztrál, ott a korrekciós eljárásunk jelentős felülbecslést eredményez. Ez látható a sűrűségfüggvényeket bemutató ábrán is (**19. ábra**). A becslés pontosságát szemléltető ábrán viszont ez nem jelenik meg (**16. ábra**). Ennek oka, hogy a kontingencia táblázat kategóriáinak besorolásakor a 64 mm feletti értékek egy osztályba estek. A korrigálatlan radar viszont ennél a nagy csapadékmennyiségnél újfent nagyon alulbecsült, az eltérés több kategóriányi.



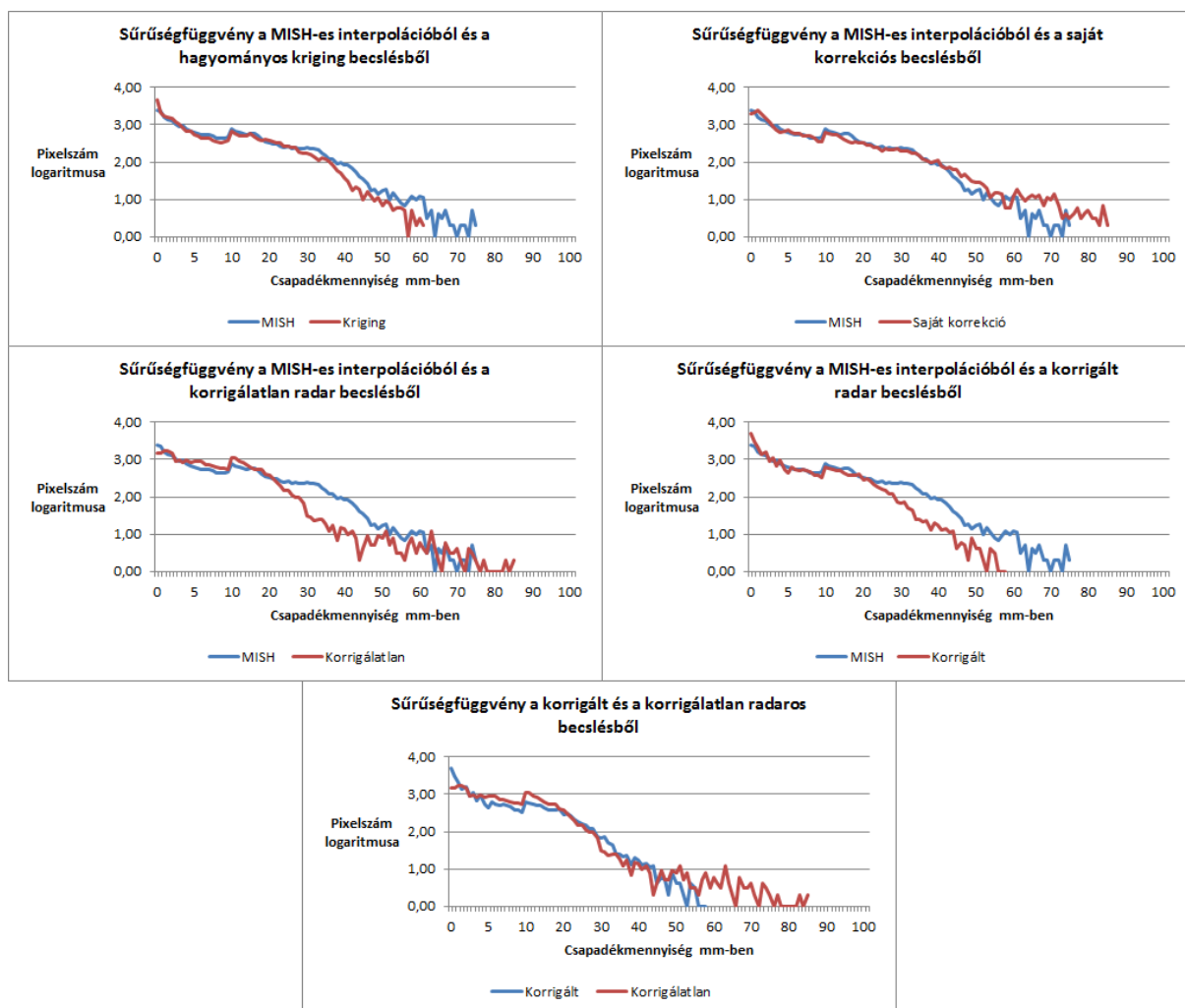
16. ábra: A különböző eljárásokkal készült csapadékmezők pontossága a MISH interpolációval előállított mezőhöz képest 2012.07.29. 6 UTC – 2012.07.30. 6 UTC között



17. ábra: 2012.07.29. 6 UTC – 2012.07.30. 6 UTC közötti időszak különböző módszerrel előállított csapadékmezői



18. ábra: A különböző eljárásokkal készült csapadékmezők és a MISH interpolációval előállított mező különbsége a 2012.07.29. 6 UTC – 2012.07.30. 6 UTC közötti időszakban



19. ábra: 2012.07.29. 6 UTC – 2012.07.30. 6 UTC közötti időszak különböző módszerekkel előállított csapadékmezőinek sűrűségfüggvényei

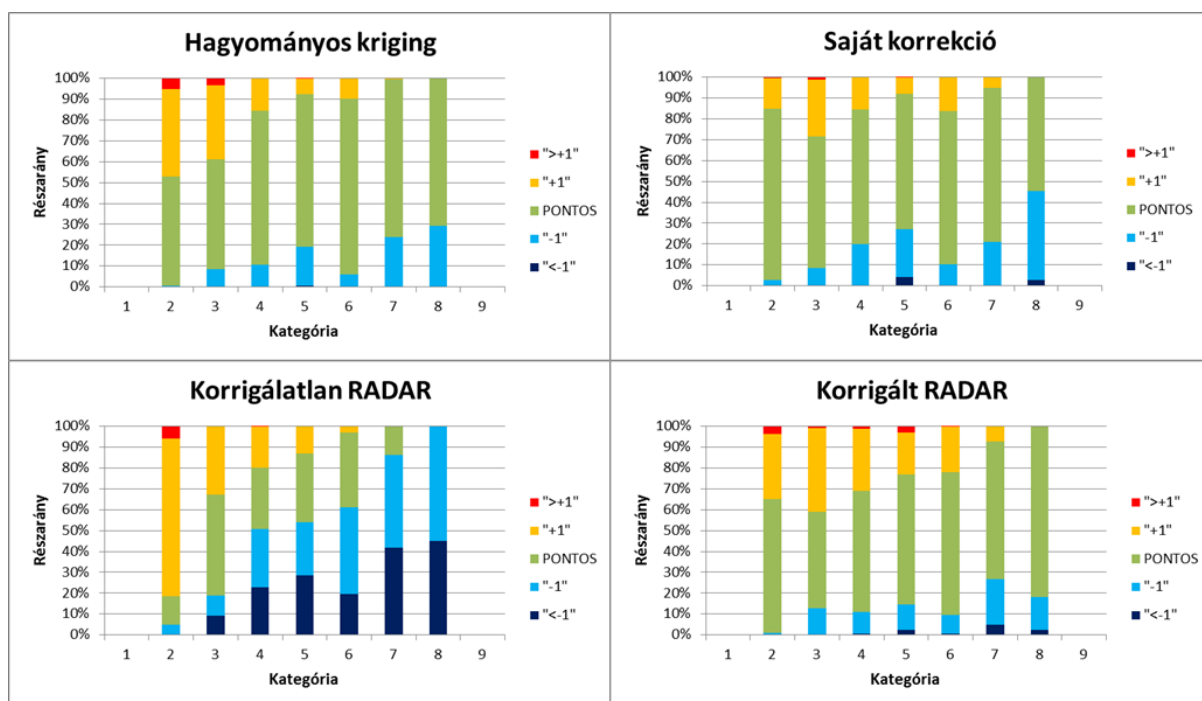
4.3. 2012.11.05. 6 UTC – 2012.11.06. 6 UTC

Ezekben a napokban a kontinens időjárását egy többközepű ciklonrendszer alakította, ennek hatására a Kárpát-medence fölé eleinte nedves, majd átmenetileg szárazabb, egyre hidegebb levegő érkezett. Eleinte erősen felhős vagy borult volt az ég, és kezdetben északon, később délen és keleten is sokfelé esett az eső, záporosó. A délutáni órákban a csapadéktevékenység mindenütt megszűnt és a felhőzet is felszakadozott. A másnap reggelig lehullott csapadék mennyisége többnyire 5 és 20 mm között volt, de a Nyugat-Dunántúlon helyenként lényegesen több esett: Szombathelyről 33, Szentgotthárdról 40 mm-t jelentettek.

Az **21. ábrán** látható mezők elemzésekor észrevehetjük mind a 7 mező az országhatárok mentére helyezi a nagyobb csapadékmennyiségeket, az ország közepén lényegesen kevesebb csapadék hullott. Megjegyzendő azonban, hogy a radaros becslések

kicsit felülbecsültek ezen a területen. A korrigált radarmezőn további markáns felülbecslés figyelhető meg a Szombathely-Győr vonal mentén, amit a felszíni mérések nem támasztanak alá, hiszen ebben a régióban a felszíni csapadékmérők által mért maximális mennyiség 12 mm.

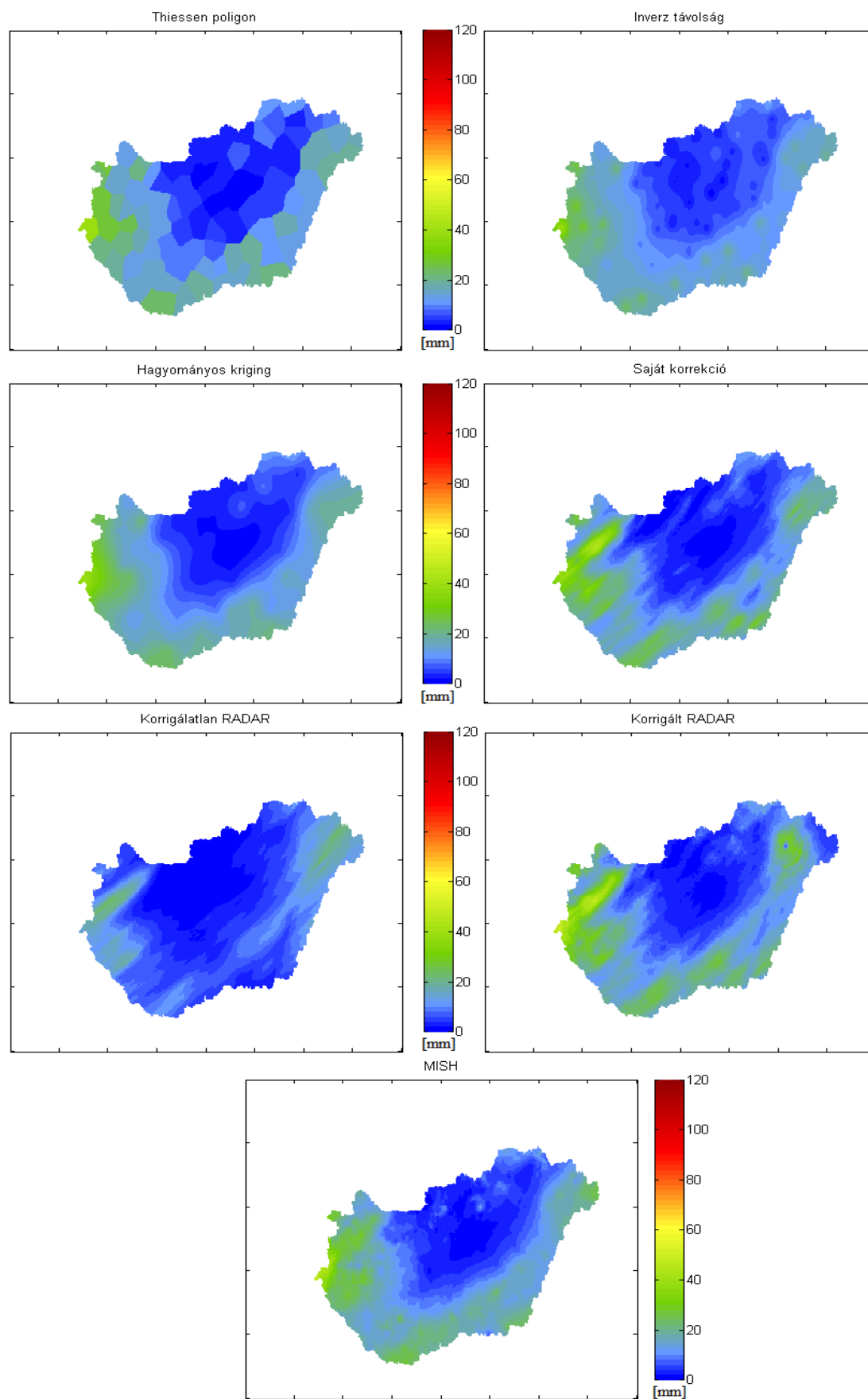
A becslések pontosságát tekintve megállapítható, hogy a hagyományos kriging eljárás tekinthető a legpontosabbnak, bár kisebb csapadékmennyiségnél némi felülbecslés előfordul. A korrigálatlan radar a kisebb kategóriákban felül-, míg a nagyobb kategóriákban jelentősebb mértékben alulbecsül. A korrekciós eljárások mérséklék ezt az alulbecslést, az általam alkalmazott javítás azonban pontosság tekintetében 5-10%-kal elmarad az OMSZ által alkalmazott korrekciótól (20. ábra).



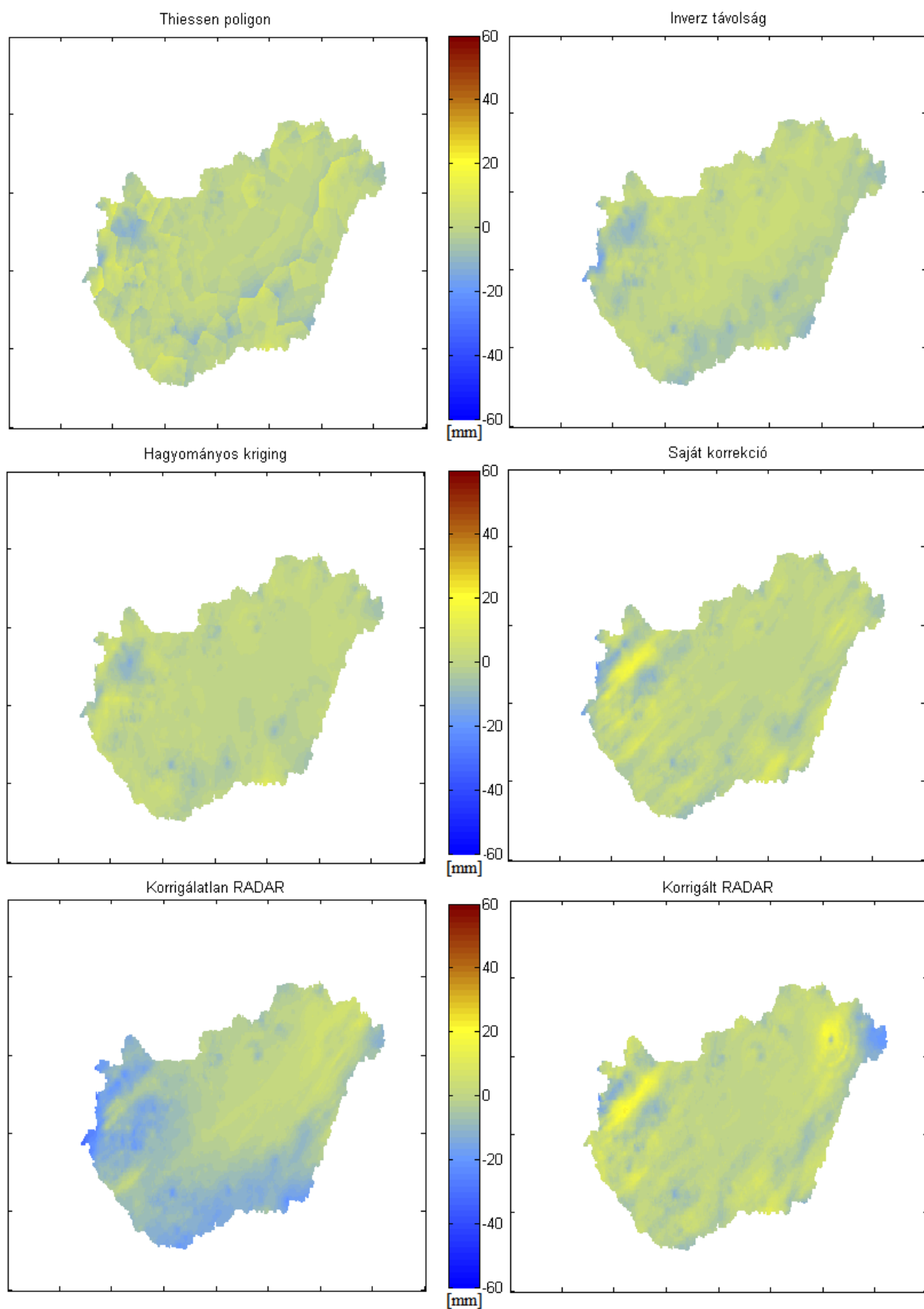
20. ábra: A különböző eljárásokkal készült csapadékmézők pontossága a MISH interpolációval előállított mezőhöz képest 2012.11.05. 6 UTC – 2012.11.06. 6 UTC között

Ez előforduló csapadékmennyiségeket vizsgálva a hagyományos kriging megközelítőleg 20 mm-ig megegyezik, e mennyiség fölött azonban felül-és alulbecslés egyaránt előfordul. A korrigálatlan radar 10 mm-ig pontos, felette azonban nagymértékben alulbecsül, 25 mm-t meghaladó mennyiséget pedig egyáltalán nem mutat. A korrekció elvégzése után pont eddig a 25 mm-es szintig lesz pontos a becslés, ezt követően pedig felülbecslés jelenik meg. Ehhez hasonló képet mutat a saját korrekciós eljárásunk eredménye is (23. ábra). A mezők közötti különbségeket vizsgálva is az eddigi következtetéseket láthatjuk igazolni. A hagyományos kriging mutatja a legkisebb eltérést. A korrigálatlan mező

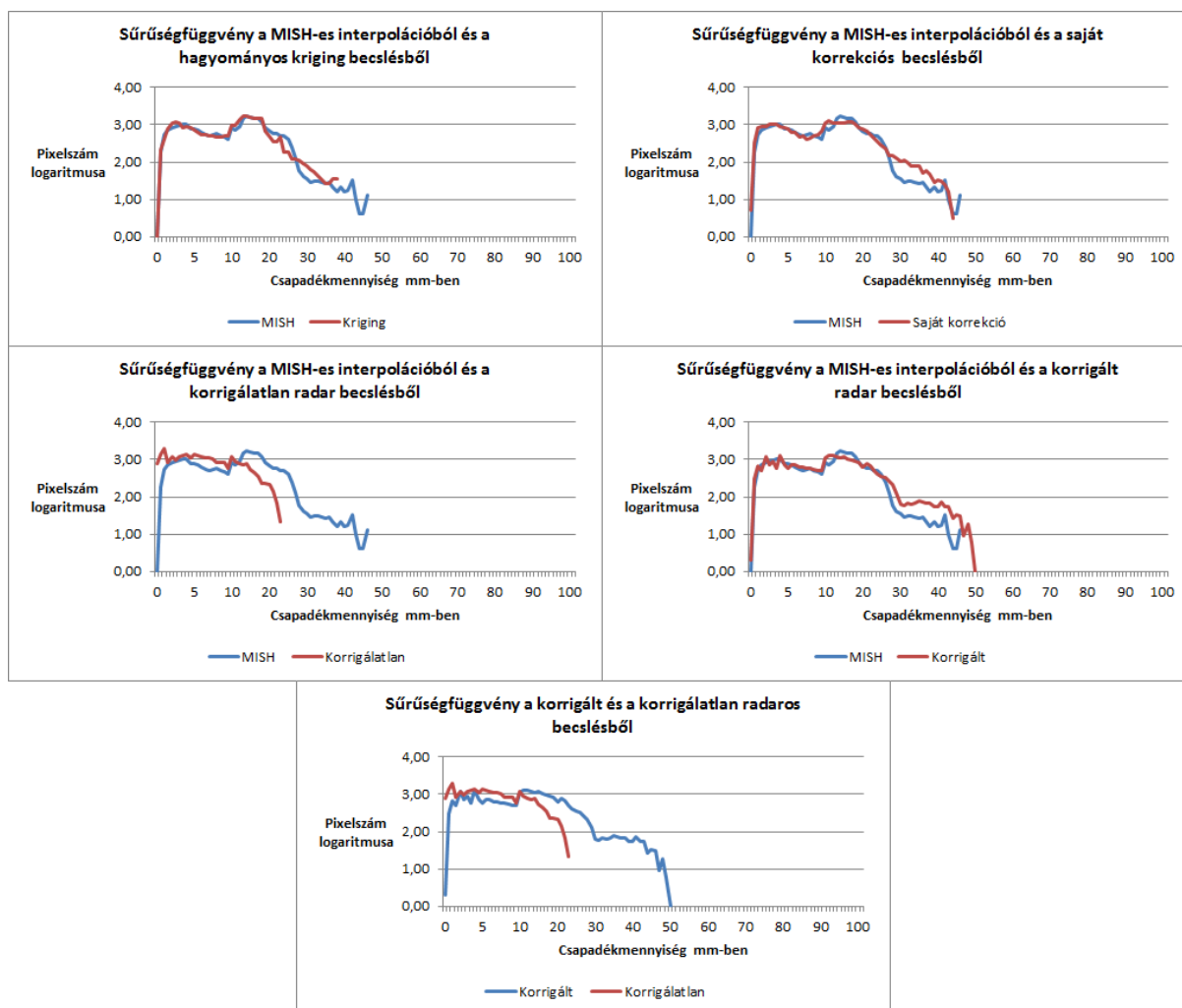
esetén az ország legnagyobb részén negatív értékek látszanak, amik alulbecslésre utalnak, ezeket a korrekciós eljárások legtöbb helyen 0 közelivé teszik. Szembetűnő ugyanakkor, hogy a Nyírség területén a korrekció pontatlanabbá teszi a becslést (22. *ábra*).



21. ábra: 2012.11.05. 6 UTC – 2012.11.06. 6 UTC közötti időszak különböző módszerrel előállított csapadékmezői



22. ábra: A különböző eljárásokkal készült csapadékmezők és a MISH interpolációval előállított mező különbsége a 2012.11.05. 6 UTC – 2012.11.06. 6 UTC közötti időszakban



23. ábra: 2012.11.05. 6 UTC – 2012.11.06. 6 UTC közötti időszak különböző módszerekkel előállított csapadékmezőinek sűrűségfüggvényei

4.4. 2013.01.14. 6 UTC – 2013.01.15. 6 UTC

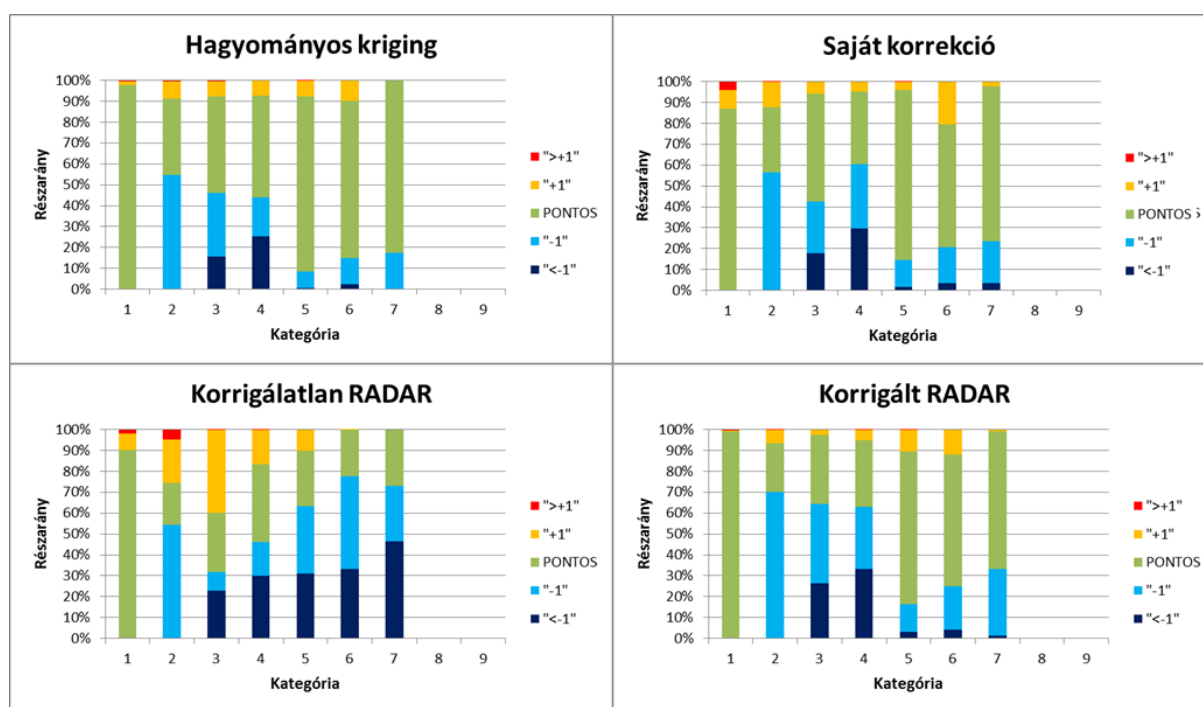
A Kárpát-medence időjárását ekkor egy mediterrán ciklon határozta meg. A nap folyamán az ország nagy részén borult volt az ég, országszerte jelentettek csapadékot: északon és nyugaton inkább havazott, másutt eső, havas eső, ónos eső és hó egyaránt előfordult. Éjszaka is eleinte többfelé, később már csak délen és keleten esett. Az időszak végéig lehullott csapadék mennyisége a Dunántúlon és az Északi-középhegység térségében többnyire 10 és 25 mm között változott, a legtöbbet, 31 mm-t Fonyódról jelentették, másutt csapadéknym és 8 mm között volt a csapadék mennyisége.

Az adott időszakra vonatkozó mezők elemzésekor megállapítható, hogy a tipikus téli időszakban jellemző réteges felhőkből hulló csapadék esetén a radaros becslés jobban korrelál a felszíni mérésekből előállított mezőkhöz, mint a konvektív csapadéktevékenység esetén.

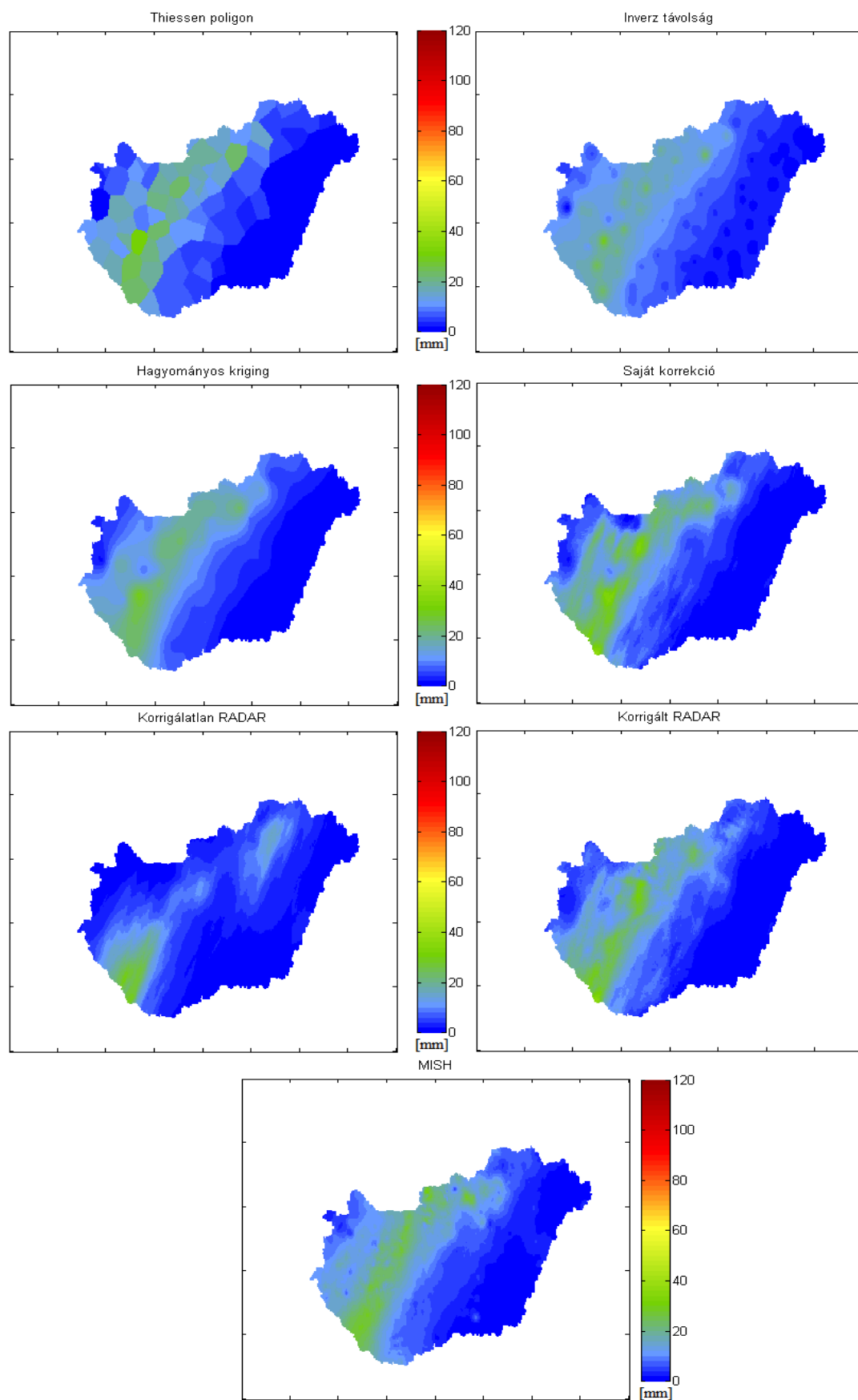
A radaros becsléseket összehasonlítva megállapítható, hogy a korrigálatlan radar Észak-Dunántúlon megjelenő alulbecslését az alkalmazott korrekciós eljárás szépen kijavítja (25. ábra).

A hagyományos kriging eljárás a csapadéknym közeli, valamint a 4 mm feletti csapadékmennyiség esetén tekinthető a legpontosabbnak. A korrigálatlan radar is a legkisebb kategóriában mutatja a legpontosabb becslést, a nagyobb csapadékmennyiségek felé haladva viszont egyre inkább jellemző az alábecslés. Ezt az alábecslést a korrekciós eljárás ellentétes menetűre változtatja: pont a kisebb csapadékoknál lesz jellemzőbb (24. ábra).

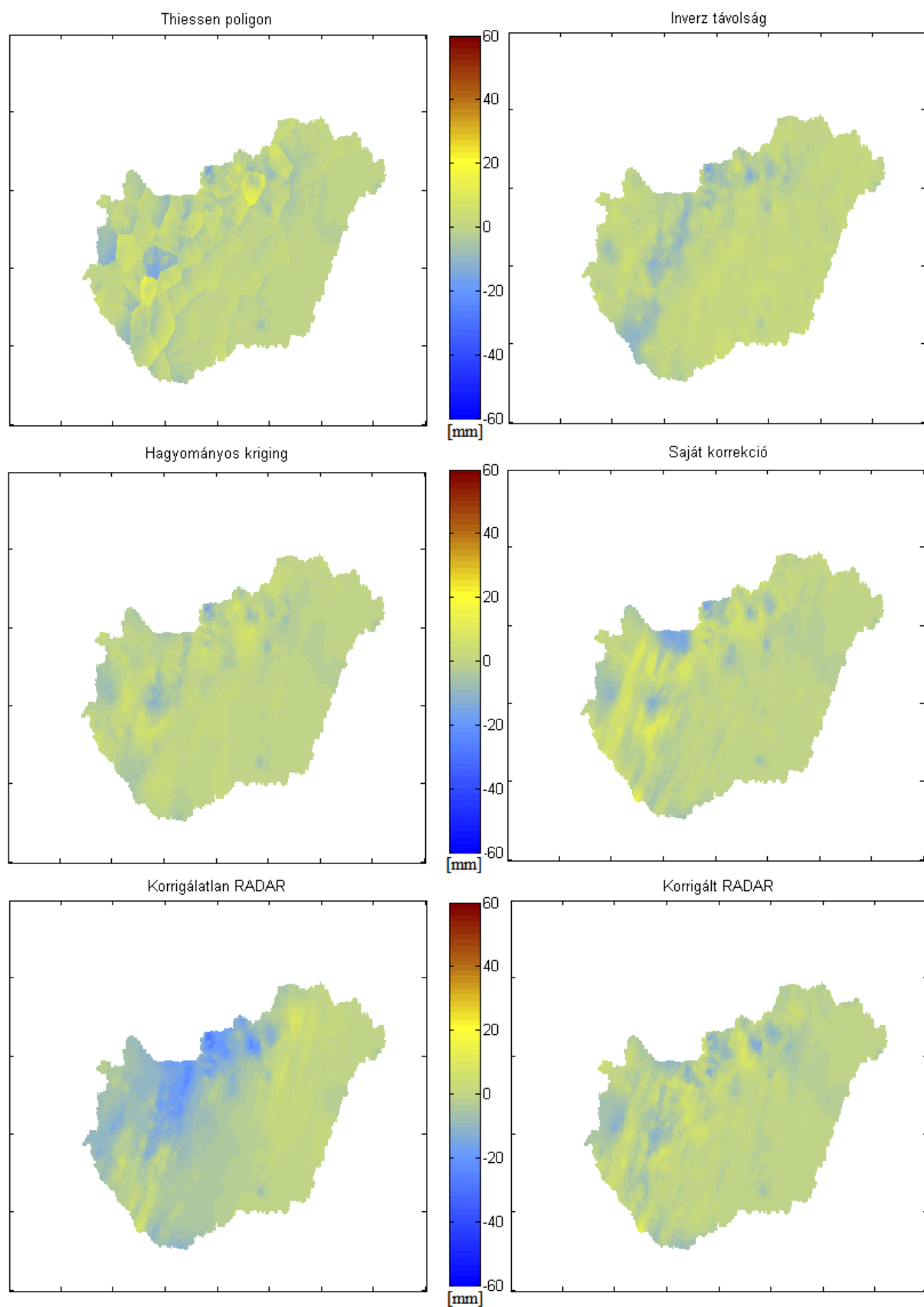
Az előforduló csapadékmennyiségeket vizsgálva is megállapítható, hogy 10 mm felett már lényegesen kisebb mennyiséget becsül a korrigálatlan radar (27. ábra). A két korrekciós eljárás megközelítőleg 30 mm-ig a pontos eredményt mutatja, e fölött azonban felülbecslést eredményeznek. Ebben az esetben az általam alkalmazott korrekció jó közelítéssel megegyezik az OMSZ által alkalmazott korrekció eredményével (26. ábra).



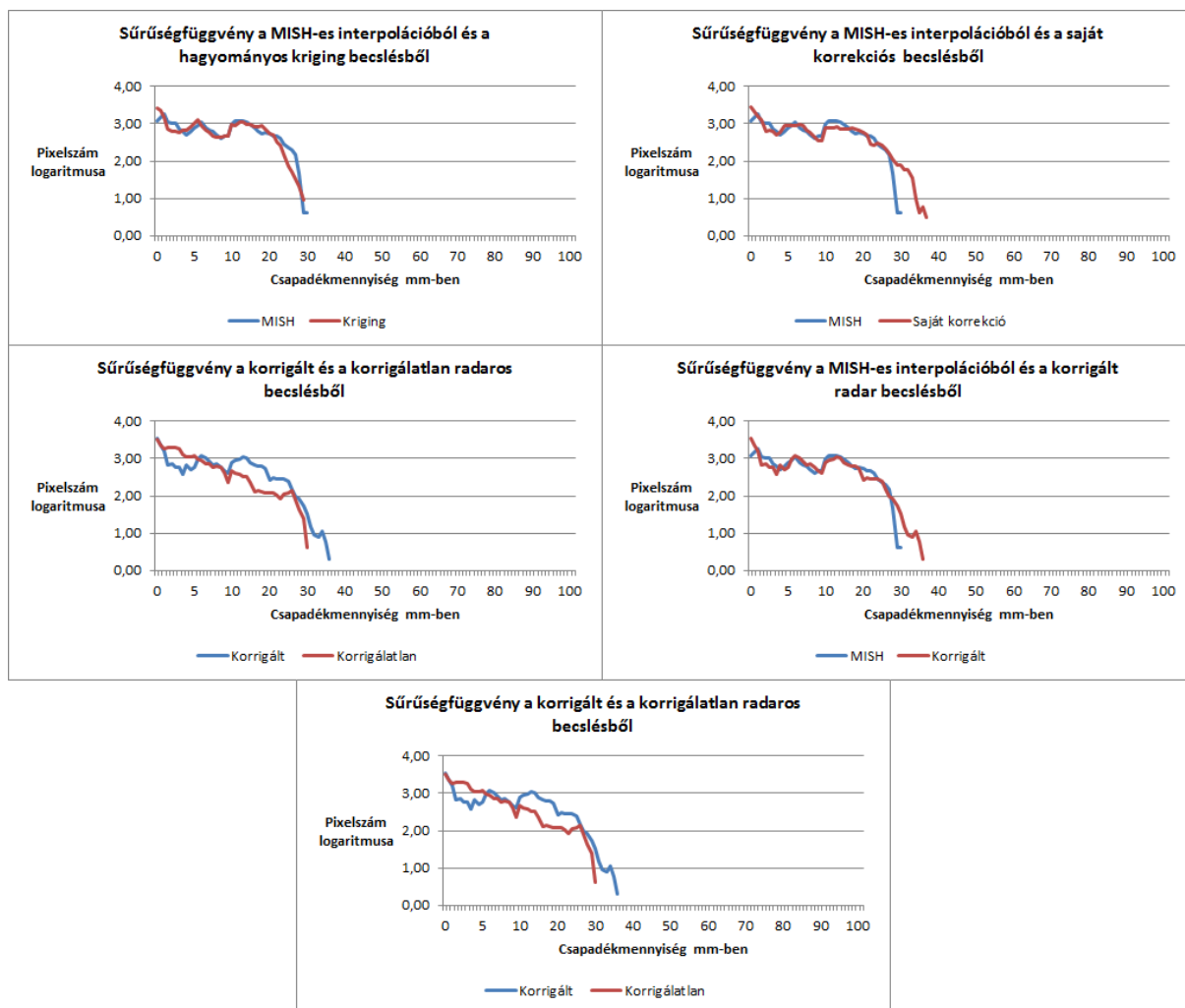
24. ábra: A különböző eljárásokkal készült csapadékmérők pontossága a MISH interpolációval előállított mezőhöz képest 2013.01.14. 6 UTC – 2013.01.15. 6 UTC között



25. *ábra*: 2013.01.14. 6 UTC – 2013.01.15. 6 UTC közötti időszak különböző módszerrel előállított csapadékezői



26. ábra: A különböző eljárásokkal készült csapadékmezők és a MISH interpolációval előállított mező különbsége a 2013.01.14. 6 UTC – 2013.01.15. 6 UTC közötti időszakban



27. ábra: 2013.01.14. 6 UTC – 2013.01.15. 6 UTC közötti időszak különböző módszerekkel előállított csapadékmezőinek sűrűségfüggvényei

5. Összefoglalás

Munkám során a Magyarországon alkalmazott 3 különböző 24 órás időtartamra vonatkozó csapadékmennyiség becslő eljárást hasonlítottam össze felszíni csapadékmérésekből interpolációs eljárásokkal előállított becslésekkel. A vizsgálatokat elvégeztem az automata felszíni csapadékmérők pontjaiban, Magyarország teljes területére vonatkozóan, illetve az ország 7 régiójára külön-külön.

Az összehasonlításhoz a statisztika eszköztárának különböző módszereit használtam fel. Kiszámoltam a becslésre jellemző alap statisztikai paramétereket, többek között a felszíni referenciához való korrelációt, a becslések átlagos abszolút és relatív hibáját. A kapott eredményeket összevetve megállapítható, hogy az Országos Meteorológiai Szolgálat által jelenleg alkalmazott korrekciós eljárás jelentős mértékben képes javítani a becslés pontosságát, a konvektív időszakban azonban még így is nagymértékben eltérhet az általunk referencia becslésnek választott MISH-interpolációval készült csapadékmérők értékeitől.

A többkategóriás statisztika segítségével megismertem a becslések jellemző beválási arányát. Konvektív csapadékok esetén a radaros csapadékbecslés pontos becsléseinek aránya kisebb, mint réteges felhőzetből hulló csapadék esetén. Kis csapadékmennyiség esetén leginkább a felülbecslés jellemző, nagyobb csapadékmennyiség esetén viszont alulbecslés. A korrekciós eljárás az előbbit megfelelően képes javítani, az alulbecslésben azonban érdemi javulást nem tud elérni.

A különböző interpolációs eljárások vizsgálata során arra a megállapításra jutottam, hogy az úgynevezett hagyományos kriging eljárás eredménye közelít a legjobban a referencia mező értékéhez. Ezt az információt felhasználva, a felszíni csapadékmérők adatai alapján, a hagyományos kriging eljárást alkalmazva, teszteltem egy új korrekciós eljárást. A módszer kipróbálása után arra a következtetésre jutottam, hogy a jelenleg alkalmazott korrekciós eljárás pontosságát sikerült egy egyszerűbb módszerrel megközelíteni, felülmúlni azonban nem. Mivel azonban ez az eljárás a 10 percenként adatokat szolgáltató automata állomások mérésein alapul, ezért egy jövőbeni korrekciós eljárás megalkotása során a hagyományos kriging módszer felhasználása optimális választás lehet rövidebb időszakok, például órás csapadékösszegek korrekciójára.

6. Köszönetnyilvánítás

Ezúton szeretnék köszönetet mondani témavezetőmnek, Dr. Dombai Ferencnek a témaválasztásban és a dolgozatom megírásához szükséges ismeretek felkutatásában és elsajátításában nyújtott segítségéért. Hálás vagyok a felhasznált adatok biztosításáért az Országos Meteorológiai Szolgálatnak.

Köszönetet mondok tanszéki konzulensemnek, Dr. habil. Ács Ferencnek a dolgozat színvonalának javításában nyújtott segítségért.

Végül pedig köszönöm családomnak, barátaimnak és páromnak a türelmet, a támogatást és az ösztönző szavakat.

7. Irodalomjegyzék

- Adam, J.C., Lettenmaies, D.P., 2003: Adjustment of global gridded precipitation for systematic bias, *Journal of Geophysical Research*, 108(D9) 4257, doi: 10.1029/2002JD002499
- Brandes, E.A., 1975: Optimizing rainfall estimates with the aid of radar. *Journal of Applied Meteorology*, 14, 1339-1345.
- Chow, V.T., 1964: Handbook of applied hydrology: A compendium of water-resources technology, McGraw-Hill, Inc.
- Ciach, G.J., Krajewski, W.F., Villarini, G., 2003: Local random errors in tipping-bucket rain gauge measurements, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 20, 752-759.
- Dirks, K.N., Hay, J.E., Stow, C.D., Harris, D., 1998: High-resolution of rainfall on Norfolk Island, Part II: Interpolation of rainfall data. *Journal of Hydrology*, 208, 187-193.
- Dombai, F., 2007: Hazai villámlás lokalizációs és radar adatok összehasonlító elemzése. *Doktori értekezés, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest* (témavezető: Dr. Weidinger Tamás), 106 p.
- Gjertsen, U., Salek, M., Michelson, D.B., 2003: Gauge-adjustment of radar-based precipitation estimates – a review, On line at: http://www.smhi.se/cost717/doc/WDD_02_200310_1.pdf
- Goudenhoofd, E., Delobbe, L., 2009: Evaluation of radar-gauge merging methods for quantitative precipitation estimates, *Hydrology and Earth System Sciences*, 13, 195-203.
- He, X., Vejen, F., Stisen, S., Sonnenborg, T. O., Jensen, K. H., 2011: An Operational Weather Radar-Based Quantitative Precipitation Estimation and its Application in Catchment Water Resources Modeling, *Vadose Zone Journal* 2011, 10: 1: 8-24.
- Huff, F.A., 1967: The adjustment of radar estimates of storm mean rainfall with rain gauge data, *Journal of Applied Meteorology*, 6, 52-56.
- Keller, D., 2013: Evaluation and comparison of radar-rain gauge combination methods. *Scientific Report MeteoSwiss*, 94, 84 pp.
- Krajewski, W.F., Villarini, G., Smith, J.A., 2010: Radar-rainfall uncertainties: Where are we after thirty years of effort?, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91, 87-94.
- Legates, D.R., 1987: A climatology of global precipitation, *Publications in Climatology*, 40(1), 86.
- Ly, S., Charles, C., Degré, A., 2011: Geostatistical interpolation of daily rainfall at catchment scale: the use of several variogram models in the Ourthe and Ambleve catchments, Belgium. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15, 2259-2274.

- Marshall, J.S., Palmer, W., 1948: The distribution of raindrops with size. *Journal of Meteorology*, 5:165-166.
- Michelson, D.B., and Koistinen, J., 2000: Gauge-Radar Network Adjustment for the Baltic Sea Experiment. *Proc. 1st European Conference on Radar Meteorology*, Pergamon 2000, 915-920.
- Michelson, D.B., Anderson, T., Koistinen, J., Collier, C.G., Riedl, J., Szturc, J., Gjertsen, U., Nielsen, A., and Overgaard, S., 2000: BALTEX Radar Data Centre Products and their Methodologies. RMK 90, SMHI, SE-601 76 Norrköping, Sweden, 74.
- Németh, P., Sebők, I., 2005: Az időjárási radarmérésekből származtatott csapadékmező korrigálása a földfelszínen mért csapadék alapján. *A 30. meteorológiai tudományos napok előadásai*. Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest, 147-154.
- Stanzani, R., Alberoni, P.P., Nanni, S., Mulazzani, C., Pasquali, A., 2000: Raingauge and C-band Radar Monthly Rainfall Comparison in the Po Plain Area. *Proc. 1st European Conference on Radar Meteorology*, Pergamon 2000, 981-984.
- Szentimrey, T. and Bihari, Z., 2008: Meteorological Interpolation based on Surface Homogenized Data Basis (MISH v1.02). Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest, 32 pp.
- Szentimrey, T., Bihari, Z., Lakatos, M. and Szalai, S., 2011: Mathematical, methodological questions concerning the spatial interpolation of climate elements. *Időjárás*, 115, pp. 1-11
- Teegavarapu, R. and Chandramouli, V., 2005: Improved weighting methods, deterministic and stochastic data-driven models for estimation of missing precipitation records. *Journal of Hydrology*, 312, 191-206.
- Villariani, G., Krajewski, W.F., 2010: Review of the different sources of uncertainty in single-polarization radar-based estimates of rainfall, *Survey in Geophysics*, 31, 107-129.
- Zawadzki, I., 1975: On radar-raingauge comparison, *Journal of Applied Meteorology*, 14, 1430-1436.
- Zugyel, M., 2009: Hidrológiai célú műholdas csapadékbecslések verifikálása felszíni csapadékmérő adatok alapján. *Diplomamunka, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest* (témavezető: Lábó Eszter), 64 p.

Internetes források

[1 - www.tankonyvtar.hu]

http://www.tankonyvtar.hu/hu/tartalom/tamop425/0027_TEII4/ch01s03.html

[2 – Bevezetés a geosztatisztikába Elektronikus jegyzet]

http://www.uni-miskolc.hu/~geofiz/Bevezetes_a_geostatisztikaba.pdf