

ORSZÁGOS METEOROLÓGIA SZOLGÁLAT IDŐJÁRÁSI RADARHÁLÓZATÁNAK MÉRÉSEI

HADVÁRI MARIANNA, SZEGEDI CSABA, CSIRMAZ KÁLMÁN, NÉMETH PÉTER

Országos Meteorológiai Szolgálat



SZENTES-LAPISTÓ

BUDAPEST

POGÁNYVÁR

NAPKOR

Budapest, 2018.

Tartalomjegyzék

1. Időjárási radarokról röviden	3
2. Az OMSZ radarhálózata, mérései és radarproduktumai	5
2.1 Doppler-féle sebességmérés	6
2.2 Polarizációs mérések	7
2.3 Országos kompozit radarkép	8
2.4 Radar méréseken alapuló csapadékösszegzés	13
3. A radarmérések pontosságát, megbízhatóságát rontó hatások	14
3.1 Föld görbülete okozta hatás.....	14
3.2 Olvadási réteg megjelenése a radarképeken.....	15
3.3 WLAN zavarok	18
3.4 Mikroturbulenciák okozta jelek	19
3.5 Rendellenes terjedés (anaprop)	20
3.6 Domborzat árnyékoló hatása.....	20
3.7 Intenzív csapadékmezők árnyékoló hatása (gyengítés).....	20
4. A leggyakoribb csapadéktípusok főbb radar jellemzői	21

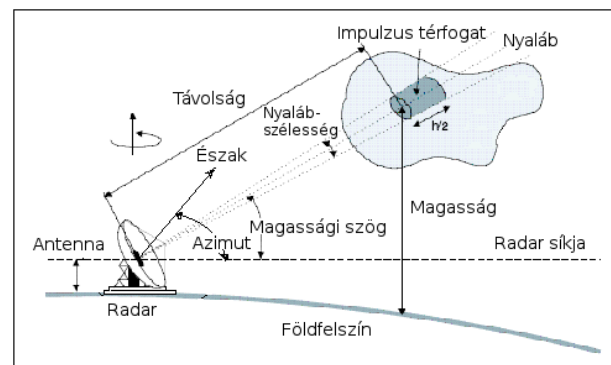
1. Időjárási radarokról röviden

A RADAR olyan mikrohullámú tartományban működő adó-vevő-antenna és megjelenítő berendezésből álló rádiótechnikai rendszer, amely képes nagy teljesítményű rádió (elektromágneses) hullámok koncentrált kisugárzására, majd azt követően a környezetből érkező visszaverődések detektálásával a visszaverődést okozó tárgyak helyzetének és visszaverődési tulajdonságainak meghatározására. Az időjárási radar másodpercenként néhány száz alkalommal néhány száz méter hosszú keskeny kb. egy fokos nyílás szélességű nagyfrekvenciás több GHz-es impulzusokat bocsát ki fénysebességgel a térbe a folyamatosan mozgó antennájával. A nyaláb útjába kerülő csapadékelemek, tárgyak egyrészt elnyelik, másrészt minden irányba, de nem egyenletes eloszlással szétszórják a sugárzást. A radarantenna irányába szórt (visszavert) sugárzást a radar képes detektálni. Két impulzus kibocsátása közötti időben a radar vevőként működik, azaz fogadja az előző impulzus visszavert részét. Ez az időtartam határozza meg a radar maximális hatótávolságát, mivel az onnan visszavert, fénysebességgel haladó sugárzás még éppen beérkezik a vevő berendezéshez, mielőtt a radar egy újabb impulzust bocsátana ki. Az időjárási radarok a mikrohullámú sugárzás majd minden elektromos jellemzőjét képesek detektálni és a mérések során hasznosítani (intenzitás, frekvencia, polarizáció). A vett jel szintjéből a radar műszaki paraméterek segítségével meghatározható a cél visszaverő képessége más szóval reflektivitása. Az általunk használt C-sávú radarok a

meteorológiai célok közül csak a csapadékelemeket (esőcseppek, hókristályok, hópolyhek, hódara- és jégzemek) megfigyelését teszik lehetővé, az apró jégkristályokat, felhőcseppeket, amelyek a felhőket alkotják a radarjaink nem "látják". A visszaverődés mértéke függ az impulzus térfogatban lévő csapadékelemek méretétől, számától, halmazállapotától és egyéb fizikai tulajdonságaitól. Minél nagyobb átmérőjű esőcsepp van a térfogatban, annál nagyobb a visszaverő képesség. Tekintve e mennyiség igen nagy változékonyságát, gyakorlatilag annak 10-es alapú logaritmusának 10-zel való szorzásával kapott dBZ (decibel Z) értékeit használjuk a meteorológiai célok jellemzőinek megadásakor. A radarmérések legfontosabb tulajdonságait az 1. ábra mutatja.

Meg kell jegyezni, hogy a radar sugárnyaláb keresztmetszete a távolság növekedésével négyzetesen nő és így csökken az egységnyi felületre eső energia sűrűsége, ami által a radarállomástól távolodva egyre kisebb intenzitással tudja besugározni az útjába kerülő csapadékelemeket. Az ugyanolyan reflektivitású, radarhoz közelebbi cél nagyobb visszaverődést és nagyobb radarjelet okoz, mint a távolabbi. Ez jelentősen torzíthatja megfigyeléseinket, ezért szükség van a mérések standardizálására, amit a távolsági korrekcióval tudunk megoldani.

A radar adott vevőérzékenység esetén a távolság szerint csökkenő sugárzás miatt a távolság növekedésével egyre nagyobb intenzitású csapadékot képes csak felderíteni. A radar érzékenysége



1. ábra. Az időjárási radarmérések legfontosabb sajátosságai.

hullámhossztól is függ, minél rövidebb a hullámhossza annál érzékenyebb a berendezés. A közeli zónában a szitáló csapadék detektálására is képes a radar, de a távolság növekedésével csak az intenzívebb csapadék detektálására alkalmas.

A radarral mért Z reflektivitásból elfogadható pontossággal un. ekvivalens csapadékinzenzítást lehet számolni, ami egy pillanatnyi érték mm/h egységben. A pillanatnyi intenzitásértékekből az egy óra alatt lehullott területi csapadékmennyiség eloszlása is megbecsülhető. A Z radar reflektivitásnak megfelelő ekvivalens csapadékinzenzítés függ a csapadék típusától. Az 1. táblázatban a -10 dBZ és a 60 dBZ reflektivitási értékeknek megfelelő pillanatnyi intenzitás értékek találhatók 5 dBZ-enként, eső, záporosó és havazás esetén. Az eltérés oka a csapadékelemek méretében, alakjában és halmazállapotában keresendő. A visszavert energia a csapadékelemek méretének hatodik hatványával arányosan növekszik, ugyanakkor az azonos méretű hópelyhek és esőcseppek közül az esőcseppek 5-ször nagyobb energiát vernek vissza. Továbbá a csapadékelemek alakja sohasem tekinthető szabályos gömbnek, ezért a különböző polarizáltságú mikrohullámú energia eltérő mértékben verődik vissza, a különbség elérheti a két nagyságrendet is.

Radar (dBz)	Ekvivalens csapadékinzenzítés (mm/h)		
	Eső	Záporosó	Havazás
- 10.0	0.01	0.00	0.01
- 5.0	0.02	0.01	0.01
0.0	0.04	0.02	0.02
5.0	0.07	0.04	0.04
10.0	0.15	0.08	0.07
15.0	0.30	0.17	0.13
20.0	0.70	0.40	0.20
25.0	1.30	0.80	0.40
30.0	2.70	1.70	0.70
35.0	5.60	3.70	1.30
40.0	11.50	7.90	2.20
45.0	24.00	17.0	4.00
50.0	48.00	37.0	7.00
55.0	100.00	79.0	12.60
60.0	205.00	170.0	22.00

1. táblázat. A különböző reflektivitási értékekhez tartozó csapadékinzenzítés eső, záporosó, illetve havazás esetén.

Miután a radar másodpercenként néhány száz impulzust bocsát ki, a folyamatos antennamozgatás mellett alkalmas adott távolsághatáron belül a csapadék idő- és térbeli eloszlásáról folyamatos információt szolgáltatni.

2. Az OMSZ radarhálózata, mérései és radarproduktumai

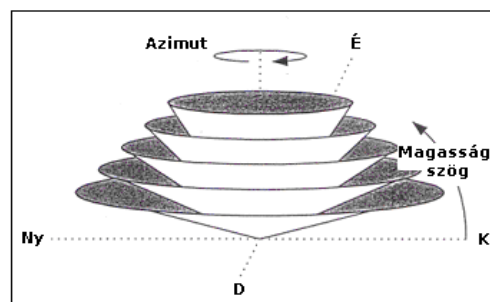
Magyarországon a radar adatok felhasználására a közúti közlekedés biztosításában már a radarhálózat 1980-évekbeli telepítését követően jelentkezett igény, amikor is az Országos Meteorológiai Szolgálat Napkoron, Budapesten, és Farkasfán működtetett két hullámsávon is mérni tudó analóg, MRL-5 típusú radarokat. Az igények növekedtek az MRL-5 típusú radarok 90-es évek elején végrehajtott automatizálása után, amikor lehetővé vált a digitális radar képek eljuttatása a közúti igazgatóságokhoz. Az automatizálás időjárási helyzet függvényében, radaronként a 256, 128, 64 és 32 km sugarú körzetben 15 percenként szolgáltatott új információt, amelyekből válogathattak a felhasználók. A kisebb hatósugárban készült mérés a csapadékeloszlás finomabb szerkezetét mutatta. Az egyes radarok méréseit országos kompozitba is szerkesztettük és a kihelyezett radar terminálokon lehetőség volt műholdas képekkel és hőmérsékleti eloszlás képeivel is kombinálni a radar mérések képeit.

Időjárási radarok esetén a leggyakrabban alkalmazott hullámhosszak a 10 cm (S-sáv), az 5 cm (C-sáv) illetve a 3,2 cm (X-sáv). A Magyarországon a korábban használt, orosz típusú MRL-5 radarok S- illetve X-sávban is mértek, amelyeket az OMSZ 2000-től kezdődően fokozatosan lecserélt EEC gyártmányú 5 cm-es hullámhosszon működő Doppler, duál-polarizációs DWSR radarokra. Az első ilyen radar Budapesten kezdte meg működését 2000-ben, Napkoron 2003-ban került sor a cserére, a harmadik új típusú radar a farkasfai állomás helyett a Balatonhoz közelebb, Pogányváron épült és 2004-től működik operatíván. Ezt követően 2013-ban a korszerűsítettük a budapesti radar vevőegységét és jelfeldolgozását. 2014-ben új radarállomást avattunk Szentesen, amely az "Új Magyarország Fejlesztési Terv" (NFT II.) részét képező Környezet és Energia Operatív Program (KEOP) -nak köszönhetően valósulhatott meg. 2015-ben a budapestihez hasonlóan pogányvari, 2016-ban pedig napkori radarunk újult meg. Az Országos Meteorológiai Szolgálat által üzemeltetett időjárási radarok helyét a 2. ábra mutatja.



2. ábra. Az Országos Meteorológia Szolgálat időjárási radarhálózatának tagjai.

A radarantenna körbefordulása során egy kúpfelületről lesz információnk, de a mérést újabb magassági szögeken megismételve (3. ábra) a légkör alsó néhány km-es rétegéből lesznek információink. Az országos kompozit radarkép készítéséhez a mérések a 240 km sugarú méréstartományban folynak 10 magassági szöggel 5 perces mérési ciklusokban. Ezen mérések között, 15 percenként, 120 km sugarú tartományban szélmérés történik. A 2. táblázatban a ma használatos mérési paramétereket mutatjuk be.



3. ábra. Az alkalmazott, több magassági szögű letapogatások geometriai sajátosságai.

Mérési feladat	Csapadékmérés	Szélmérés
Mérési ciklus	5 percenként	15 percenként
Hullámhossz	5,5 cm	5,5 cm
Impulzusismétlési frekvencia	600 Hz	1180 Hz
Impulzushossz	0,8 μ s	0,8 μ s
Max. mérési távolság	240 km	120 km
Minta szám	36	70
Doppler mérés	Igen	Igen
Polarizáció	Duál polarizációs	Horizontális
Mért adatok	Z, V_r , Z_{DR} , K_{DP} , Φ_{DP}	Z, V_r
Magassági szög (°)	0,0; 0,5; 1,1; 1,9; 3,0; 4,7; 7,0; 10,0; 14,2; 20,0	1,1; 1,9; 3,0; 6,5; 14,0

2. táblázat. Az OMSZ radarhálózatának mérési programja.

2.1 Doppler-féle sebességmérés

A Doppler-féle radarok alkalmasak a visszaérkező elektromágneses hullámok közötti fáziskülönbség mérésére. Ez a különbség a Doppler-elmélet alapján arányos a visszaverő objektum radarhoz képesti sebességével (mivel az objektum a visszasugárzások között elmozdul). Problémaként jelentkezik a mérésnél, hogy ha a visszaverő test túl nagy sebességgel mozog, akkor a kapott fáziskülönbség túllépi a 2π -t, azaz nem lehet eldönteni, hogy a mért fáziskülönbség szimplán veendő vagy meghaladja a teljes periódus valamely egész számú többszörösét. Ezt a határozatlanságot úgy lehet kiküszöbölni, hogy csökkentjük az impulzusok közötti kibocsátási időt (azaz növeljük az impulzusismétlési frekvenciát), mivel ekkor a nagyobb sebességgel mozgó objektumról is a visszaérkező sugárzások fáziskülönbsége garantáltan 2π alá fog esni. A maximális detektálható sebesség és az impulzusismétlési frekvencia között egyértelmű kapcsolat, egyenes arányosság áll fenn: minél kisebb ez a frekvencia, annál nagyobb sebességeket képes detektálni a

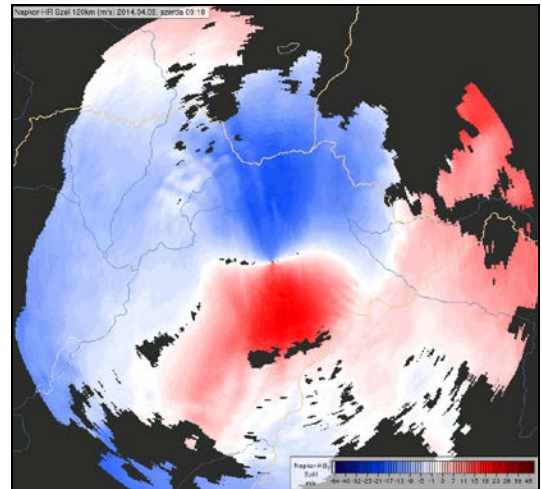
radar. Ugyanakkor, minél kisebb az impulzusismétlés gyakorisága, annál nagyobb a mérés hatósugara.

A két ellentétes hatású feltétel egyidejű figyelembevétele (minél nagyobb hatósugár és maximálisan mérhető sebesség) a frekvencia kompromisszumos megválasztását teszi szükségessé (Doppler dilemma). Ez azt jelenti, hogy 150 km-es hatótávolsággal a maximális érzékelhető sebesség csak 12 m/s körüli lenne. Ugyanakkor megfelelő mérési eljárással (kettős impulzus ismétlési frekvencia) egy 120 km-es sugarú körben a hazai radarok +/-48 m/s maximális szélességeket képesek detektálni. Az így létrejövő radiális szélesség mezőre láthatunk példát a 4. ábrán. Ha a reflexió csapadékelemekről történik, akkor az így kapott sebességinformáció alkalmas lehet a csapadékot produkáló képződmény (pl. zivatar) áramlási rendszerének feltérképezésére, vagy a szupercellák mezociklonjának az azonosítására. Ugyanakkor a 3-10 cm-es hullámhosszú sugárzás egyes esetekben a tiszta levegőről is visszaverődhet, főként olyankor, amikor a turbulens levegő reflexiós mutatója hirtelen változik, ez leginkább a felszín feletti, kb. 1500 m vastag határrétegben teljesül. Ezáltal lehetőség nyílik pl. a zivatar környezetét jellemző szélprofil előállítására, ennek az ultrarövidtávú előrejelzésben és a kutatásban igen nagy szerepe van.

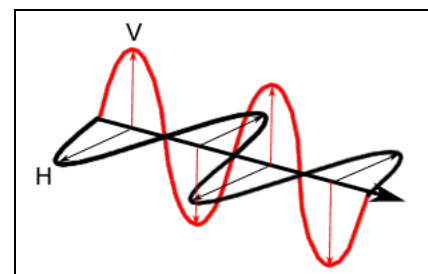
A Doppler elv alkalmazásával készült szélmérés legnagyobb előnye, hogy alkalmazásával a nem mozgó talajcélok reflexióitól mentesíteni tudjuk a mért intenzitás adatokat, vagyis magas tornyok vagy hegyek okozta jeleket ki tudunk szűrni.

2.2 Polarizációs mérések

Az utóbbi évtizedekben a radargyártási technológia jelentős fejlődésen ment keresztül, ezáltal korszerűsödött a radar adóvevő és a jelfeldolgozás. A radarmeteorológiában a polarizációs radarmérések egy viszonylag új kutatási irány, amely plusz információkat biztosít a csapadéktömbök tulajdonságainak megismeréséhez. Megkülönböztethetünk lineáris- és cirkulációs polarizációs radart. Az előbbi típusnál a lineáris szó arra utal, hogy az elektromos erővonalak egyenesen futnak és a földfelszínhez képest egy meghatározott irányuk van. A két leggyakrabban használt polarizációs irány a horizontális (földfelszínre párhuzamos) és a vertikális (földfelszínre



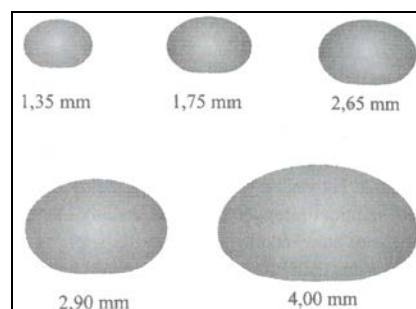
4. ábra. Doppler radiális szélmérés 1,1°-os magassági szögön. A kék szín a radarhoz közeledő, a piros a radartól távolodó mozgásra utal. Jelen esetben északias irányú a szél a radar szűk környezetében, de ahogy egyre magasabbban mérünk (távolodva a radartól) szélfordulás figyelhető meg.



5. ábra. Horizontálisan (H) és vertikálisan (V) polarizált elektromágneses hullám.

merőleges) (5. ábra). Ha a kibocsátás az előbb említett módon történik, akkor duál-polarizációs technikáról beszélünk. Cirkulációs polarizációnál az elektromos térerősség vektor egy csavarvonalat ír le. Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyamatosan lépést tart az új mérési technikákkal, így jelenleg négy duál-polarizációs, Doppler radart üzemeltet.

Polarizált impulzust alkalmazva az eltérő szórási tulajdonságokkal rendelkező részecskék a különböző irányokban polarizált sugárzást eltérő módon verik vissza, így a polarizáció iránya megváltozhat és fáziseltolódások léphetnek fel, amelyet a radarral mérni lehet. A részecskék szórási tulajdonságait, azok mérete, alakja, a polarizációs irányhoz való relatív irányítottság és dielektromos állandóik határozzák meg, amelyeket azonban a termodinamikai fázis jelentősen befolyásol. Folyékony halmazállapot esetén a cseppek lapultsága döntően meghatározza a polarizációs karakterisztikákat, ugyanis a kis cseppek szinte tökéletesen gömb alakúak, míg a nagyobb cseppek már lapultak (vízszintes tengelyük hosszabb), így utóbbiak a horizontálisan polarizált sugárzást jobban verik vissza



6. ábra. Az esőcsepp alakja méretének függvényében.

(6. ábra.). A polarizációs mérések felhasználhatóak a hidrometeorok osztályozására, csapadékintenzitás becslésre (vagy annak pontosítására) és a csapadékmezőben történő gyengülés korrekciójára is. A csapadéktömbök részletesebb feltérképezésével pontosabb képet kaphatunk a különböző időjárási rendszerek, például konvektív cellák felépítéséről, ezáltal a polarizációs mérések a veszélyes időjárási helyzetek előrejelzésében is használhatóak. Több polarizációs paramétert is mérünk, amelyek közül most részletesebben a differenciális terjedési fázisszög változást említjük meg, mert ennek segítségével jelentős mértékben korrigálni lehet a csapadék mezők okozta gyengülést.

A kibocsátott sugárzás a különböző polarizációs irányokban fázisszög változást szenved, ugyanis az elektromágneses sugárzás a vízben lassabban halad, mint levegőben. A horizontális (Φ_H) és vertikális (Φ_V) polarizációs irány esetén bekövetkező fázisszög változások különbsége a differenciális terjedési fázisszög ($\Phi_{DP}=\Phi_H-\Phi_V$). A horizontálisan kibocsátott sugárzás esetén mindig nagyobb a fázisszög változás a cseppek lapultsága miatt, mint a vertikálisan kibocsátott sugárzás esetében, így Φ_{DP} monoton növekvő, ahogy távolodunk a radartól. A Φ_{DP} növekedésének mértékéből következtetni lehet a radar jel csapadék okozta gyengülésének nagyságára.

2.3 Radarproduktumok

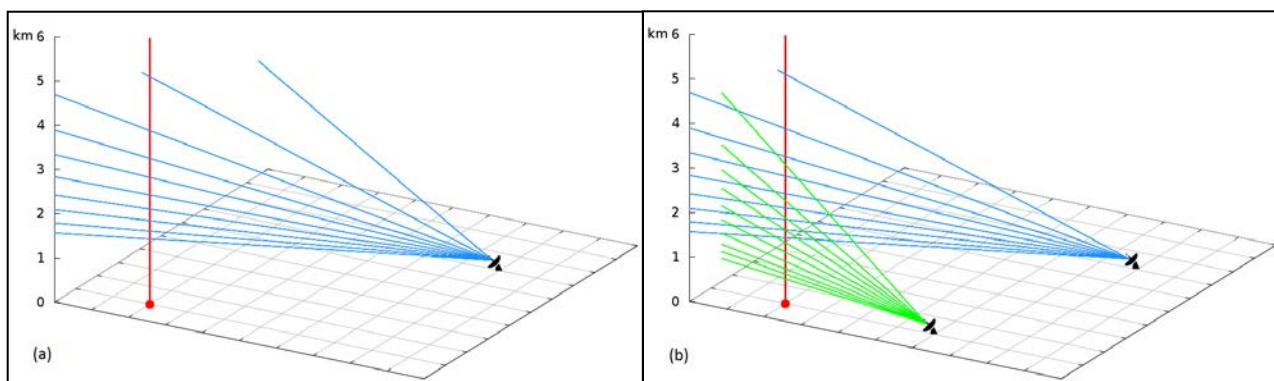
A radarantenna körbefordulása során egy adott magassági szögön a korábban említett radarnyalábbal pásztázzuk, hogy hol hullik éppen csapadék, majd több magassági szögön megismételjük a mérést, így a légkör alsó néhány kilométeres rétegéből lesz információnk. Az általunk használt magassági szögeken kibocsátott radarnyalábok helyzetét jelölik a 7.a ábrán a kék vonalak. Egy adott felszíni pont felett több magasságból lesz reflektivitás adatunk, amiből különböző produktumok készülnek.

2.3.1. CMAX (column maximum, oszlopmaximum)

A legelterjedtebb és az Országos Meteorológiai Szolgálatnál 2018. július elejéig a honlapon megjelenített radarkép az ún. oszlopmaximum volt, ahol a különböző szögeken mért reflektivitás értékek adott pont feletti maximumát használtuk a felszíni csapadékintenzitás számításához. A 7. ábrán egy (a), illetve két (b) radar esetén a piros vonal és a különböző magassági szögek metszéspontjai mutatják, hogy a kiválasztott pont felett milyen magasságból lesznek adataink, amelyek közül végül a maximális értéket, vagyis az oszlopmaximumot alkalmazzuk.

Az átfedésben lévő területeken még több magasságban van mérésünk egy adott pont felett (7.b ábra), így az oszlopmaximum értéket még pontosabban határozhatjuk meg. A több radar mérésének felhasználásával készített kompozit képpel csökkenthetők az egyes radarmérésekben rejlő hiányosságok hatása is, mint pl. a talajcélok takarása, a csapadék okozta gyengülés, mert korrigálódik a másik radar adatával.

Az oszlopmaximumokból számított felszíni csapadékintenzitás egyik tulajdonsága, hogy a magasabb rétegekből érkező reflexiók miatt olyan célok is megjelennek a radarképen, amik a talajfelszínre nem érik el. Ez egyrészt előny, hiszen előrejelzési értékkel bír, pl. egy zivatarcellát már akkor is detektálni tudunk, amikor fejlődő stádiumban van, a kihulló csapadék még nem éri el a talajt, másrészt viszont hátrány, mert ezzel a felszínre ténylegesen leérkező csapadékot túlbecsüljük.



7. ábra. A kék és zöld vonalak a radar sugárnyalábokat jelölik különböző magassági szögeken. A piros vonal mutatja az oszlopmaximum számításának elvét, az (a) esetben egyetlen, a (b) esetben két radar esetén.

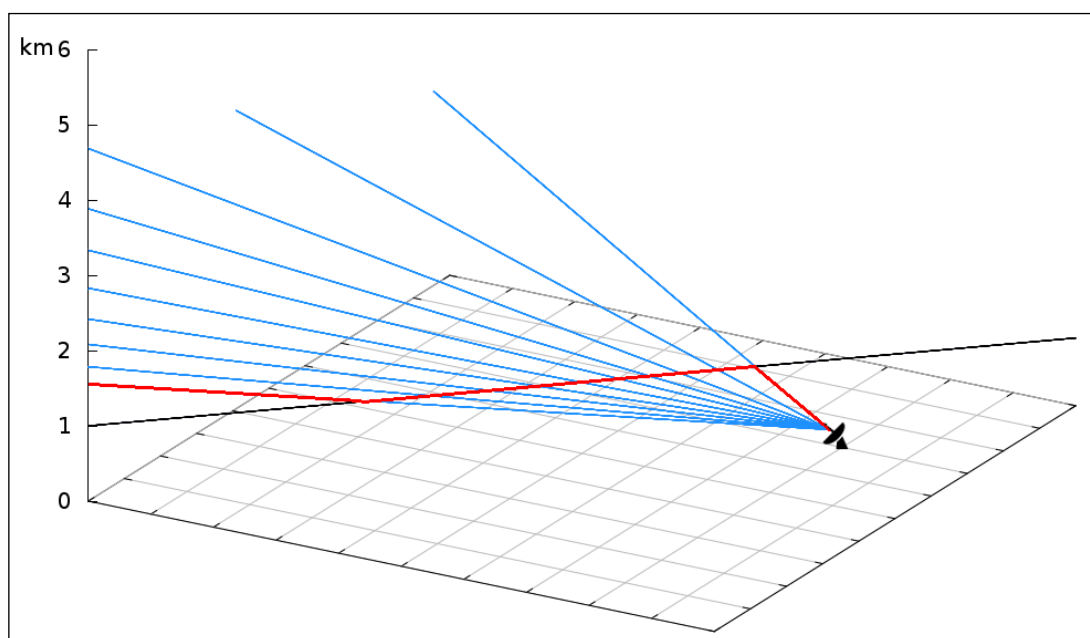
2.3.2. PseudoCAPPI (constant altitude plan position indicator)

Ahhoz, hogy radarméréseinkből a csapadék intenzitását, mennyiségét a felszín közelében pontosabban meg tudjuk becsülni, arra van szükség, hogy a talajhoz közelebb eső rétegekből számoljunk. A domborzat árnyékoló hatása miatt nem elegendő a legalsó szög értékeit venni.

A radaradatok megjelenítésére nagyon jól használhatók az ún. CAPPI képek, amikor az adatokból horizontális metszetet készítünk konstans magassági szinteken. Ha nagyobb magasságban készítünk CAPPI képet, pl. 3 km-en, akkor nagy területről lesz információnk, viszont távol leszünk a földfelszíntől. Ha kisebb magasságban, pl. 1 km-en, akkor kisebb területről lesznek csak adataink, hiszen a Föld görbülete miatt a legalacsonyabban kibocsátott nyáláb a radartól kb. 120 km-es

távolságban már 1 km fölött jár. Nyári félévben a 2 km-en készített CAPPI képek megfelelőek, Magyarország területét lefedik és viszonylag közel is vannak a földfelszínhez. Téli félévben viszont az alacsony stratus felhőkből hulló csapadékról nem mindig jutunk információhoz.

A PseudoCAPPI egy hibrid produktum. (8. ábra) A reflektivitás értékek ahol lehetséges az 1 km-es CAPPI-ból származnak. A radar közelében (2-3 km-ig) az összes kibocsátott radarnyaláb az 1 km-es magassági szint alatt halad. Azért, hogy minél előbb elérjük az 1 km-es szintet - a talajcélok minél kevésbé zavarjanak - a radar közelében a legmagasabb szögön (20°) kibocsátott nyaláb reflektivitás értékeit vetítjük le a radarrácsra. A radartól távol (110-120 km-től a mérés határig) az összes kibocsátott radarnyaláb az 1 km-es magassági szint felett halad, így ebben a tartományban a legalacsonyabb szögön (0 fok) kibocsátott nyaláb reflektivitás értékeit vetítjük le a radarrácsra. A produktumkészítés során figyelembe vesszük a domborzati kitakarást is. Ha a domborzat részlegesen kitakar egy radarnyalábot, akkor a produktumkészítés során a felette lévő nyalábot is figyelembe vesszük oly módon, hogy a két egymás feletti reflektivitás érték maximumát fogadjuk el.

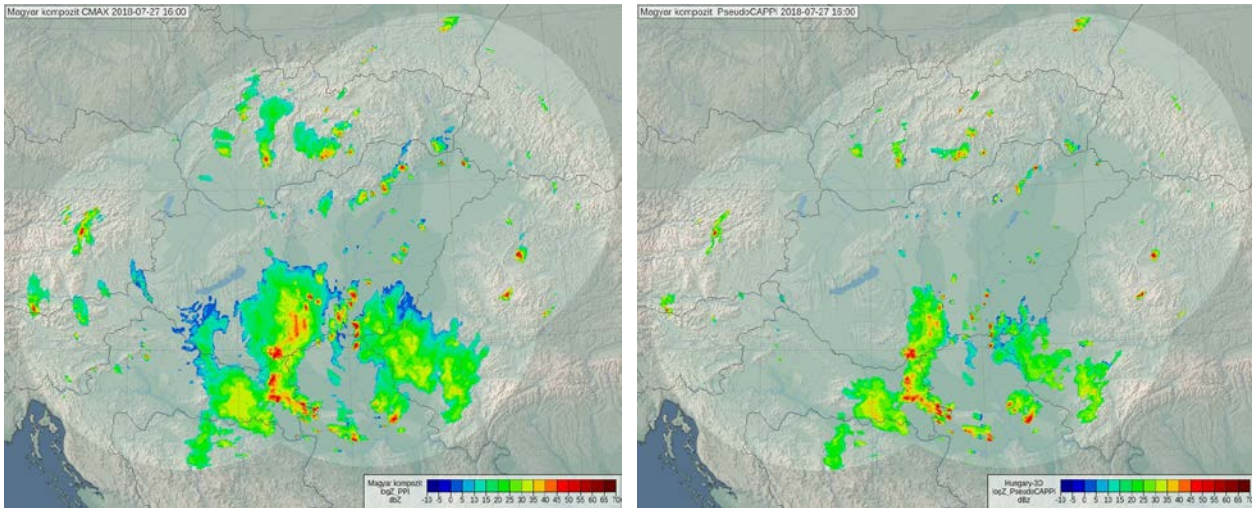


8. ábra. A PseudoCAPPI készítésének sematikus rajza. A kék vonalak a radar sugárnyalábokat jelölik különböző magassági szögeken, a fekete vonal az 1 km-es CAPPI szintet ábrázolja. A piros vonal mutatja, hogy mely értéket vetítjük le a radarrácsra PseudoCAPPI készítésekor.

Az egyedi radarmérésekből készített PseudoCAPPI értékeket is kompozitáljuk a távolsággal fordítottan arányos interpolációt alkalmazva. Az IDW (Inverse Distance Weighting Interpolation) módszer lényege, hogy ha egy területet több radar is lát, akkor a közelebbi radar reflektivitási értékét nagyobb súllyal vesszük figyelembe, mint a távolabbi radarét, hogy elkerülhessük az esetlegesen túl nagy magasságból érkező reflexió miatti felülbecslést. A kompozit reflektivitás érték számításánál egy küszöbérték is beépítésre került. Ha egy radar rácspont távolsága egy adott radartól

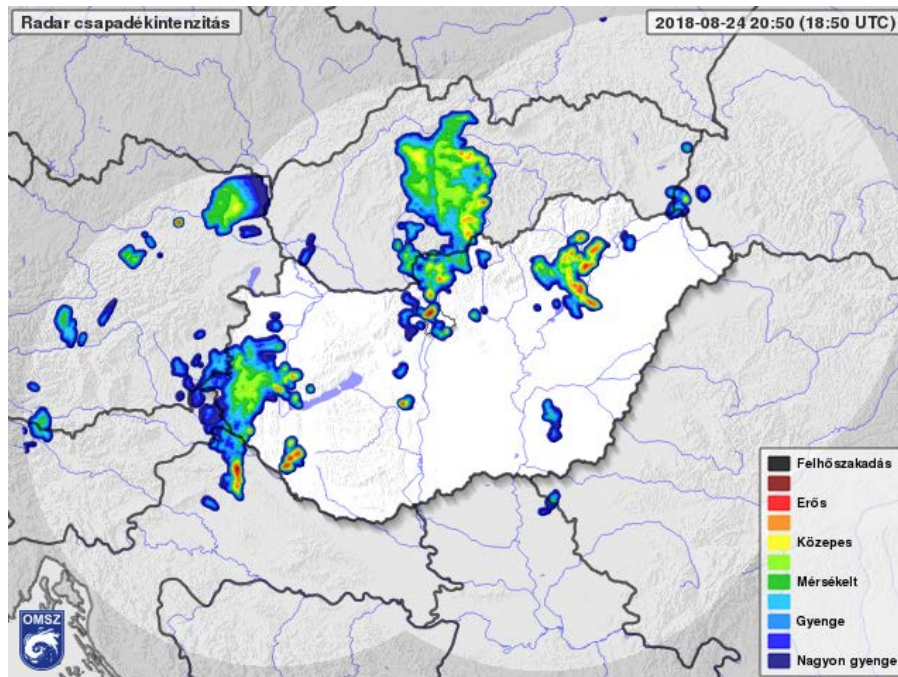
nagyobb egy megadott távolságnál (kb.100 km) és a radar nem észlel radarechót, akkor ez a reflektivitás érték nem szummázódik.

A PseudoCAPPI kompozit radarkép legfőbb előnye, hogy radarméréseinkből így a felszín közelében lévő csapadékot pontosabban tudjuk becsülni, hiszen radarképünk kevesebb olyan radarechót tartalmaz, ami a talajt esetlegesen el sem érő, magasabb felszín feletti reflexióból származik. További előnye, hogy a képeken ritkábban fog a 3.2 pontban részletezett olvadási réteg megjelenni (9. ábra).



9. ábra. 2018. július 27-én készült Oszlopmaximum és PseudoCAPPI kompozit reflektivitás képek. Oszlopmaximum esetén jóval több a gyenge jel, amik többnyire a talajt el nem érő magasabb rétegekből származnak. PseudoCAPPI esetén a valóságot jobban megközelítő képet kapunk.

A PseudoCAPPI kompozit reflektivitás értékekből felszíni csapadékintenzitást (mm/h) számolunk, amelyet mindenki meglekinthet az Országos Meteorológiai Szolgálat honlapján. Az országos kompozit radarkép (10. ábra) felbontása 961 x 813, a képek elemi képpont mérete körülbelül 1x1 km², a feltüntetett időpont a mérés kezdetét jelöli. A mérés néhány perccel zajlik, majd szintén néhány percet vesz igénybe, amíg a nyers mérésekből elkészül a kompozit kép és kikerül a honlapra. A csapadékintenzitás ábrázolására 11 színt alkalmazunk az országos kompozit radarképeken, amelyek jelentését a csapadékintenzitásra vonatkozóan a 3. táblázat tartalmazza. Havazás, illetve bármely szilárd halmazállapotú csapadék esetén a feltüntetett csapadék intenzitás értékektől mindenképpen gyengébbre kell számítanunk, mert azonos víztartalmú hópelyhek, jégszemek és esőcseppek közül előbbiek jobb visszaverők, így magasabb reflektivitási értékeket okoznak.



10. ábra. Országos kompozit radarkép, amelyen a PseudoCAPPI értékekből számított csapadékintenzitás kerül ábrázolásra.

	Csapadékintenzitás (mm/h)
■ Felhőszakadás	100<
■	48,6-100
■ Erős	23,7-48,6
■	11,5-23,7
■ Közepes	5,6-11,5
■	2,7-5,6
■ Mérsékelt	1,3-2,7
■	0,6-1,3
■ Gyenge	0,3-0,6
■	0,15-0,3
■ Nagyon gyenge	0,02-0,15

3. táblázat. Az országos kompozit radarképen feltüntetett csapadékintenzitás kategóriák.

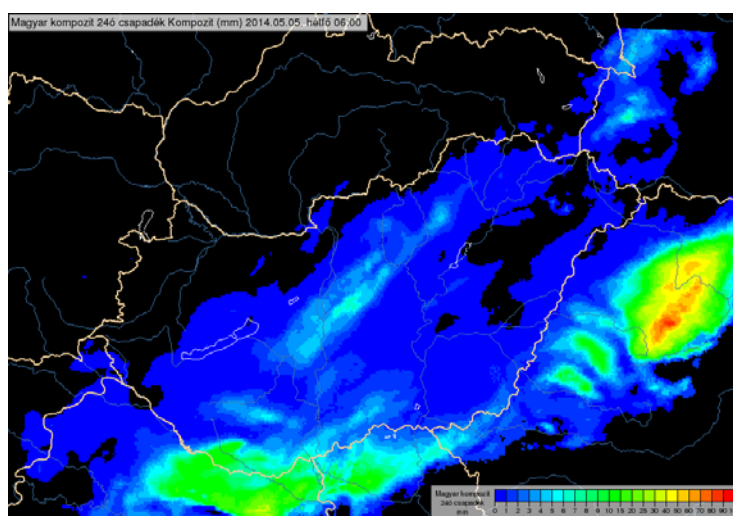
2.4 Radarméréseken alapuló csapadékösszegzés

Az időjárási radarok nagy területről, igen jó felbontással szolgáltatnak információt a csapadékintenzitásról, így rendkívül fontosak a csapadékösszeg térképek elkészítésénél, azonban a mért reflektivitás értékekből csupán a pillanatnyi csapadék intenzitásra (mm/h) következtethetünk. A hosszabb időintervallumban lehullott csapadék mennyiségére (mm) a csapadékintenzitás időbeli összegzésével juthatunk. A radarmérések természetéből adódóan az intenzitás értékek csak diszkrét időpontokban, a hazai gyakorlatban 5 percenként állnak, rendelkezésre.

Az intenzitás numerikus összegzése a diszkretizációból eredően, szükségképpen bizonyos hibával terhelt. A hiba nagysága nagymértékben függ a csapadékrendszer: (i) időbeli fejlődésének ütemétől, (ii) térbeli tagoltságától, valamint (iii) térbeli mozgásának sebességétől. Különösen nagy összegzési hibák adódhatnak az olyan gyorsan mozgó konvektív rendszerek esetében, amelyeknél a csapadék celláknak a diszkretizációs időlépcső alatt történő térbeli elmozdulása, áthelyeződése meghaladja a cellák karakterisztikus átmérőjét. A „hiba” a csapadékösszeg mezőnek a fizikailag teljesen indokolatlan és valótlan „bordázott” térszerkezetében nyilvánul meg.

Az említett hiba eliminálásának vagy legalábbis jelentős mértékű csökkentésére az OMSZ szakemberei által kidolgozott módszert alkalmazzuk. Ennek lényege, hogy miután meghatároztuk a csapadékrendszer áthelyeződési sebességét, már figyelembe tudjuk venni az áthelyeződő rendszernek a diszkretizációs időlépcső alatt történő időbeli megváltozását. Ez a gyakorlatban azt jelenti, hogy időben tetszőlegesen sűrűn tudunk előállítani csapadékintenzitás térképeket két mérés között. Ezáltal a diszkrét időpontbeli mérések miatt kialakult bordázott csapadékösszeg térképek helyett, a valóságot jól közelítő képet kapunk.

A radarmérésekben esetlegesen előforduló hibák miatt a kapott csapadékösszeg mezőt utolsó lépésként korrigáljuk a felszíni csapadékmérőkkel. Az így kapott csapadékösszeg térképre látható példa a 11. ábrán.



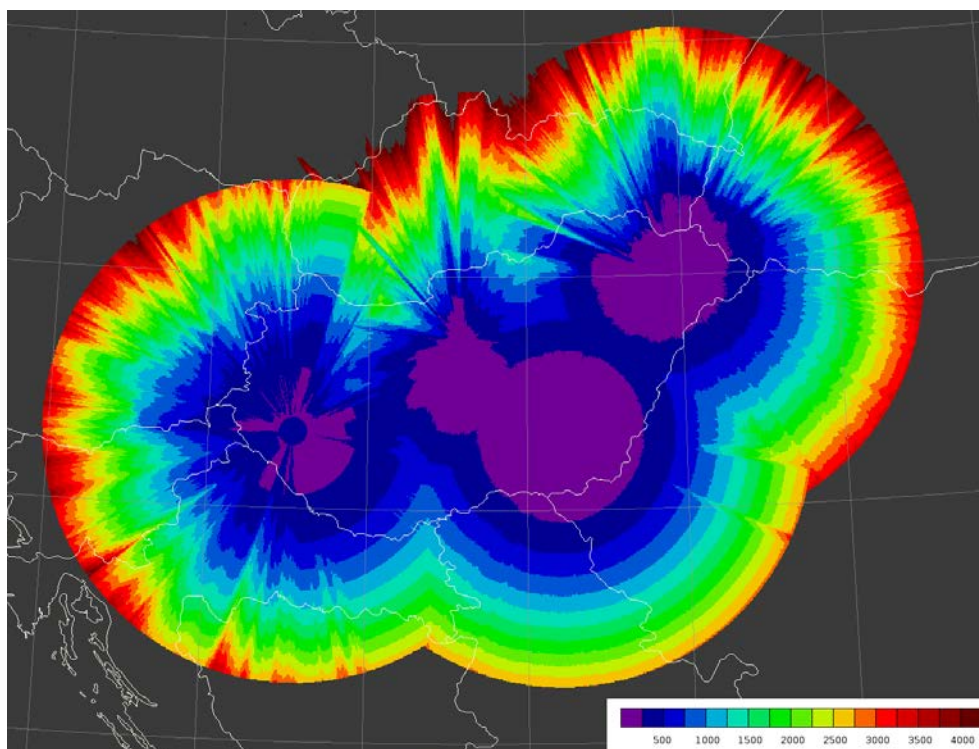
11. ábra. Radarméréseken alapuló csapadékösszeg térkép.

3. A radarmérések pontosságát, megbízhatóságát rontó hatások

A radarmegfigyelés, mint a légkört szondázó tevékenység fizikájából és törvényszerűségeiből adódóan sajnos a mérések kisebb - nagyobb hibákkal terheltek, amelyek ismerete szükséges a helyes értelmezésükhöz, megfelelő felhasználói döntésekhez.

3.1 Föld görbülete okozta hatás

Különösen a téli hónapokban gyakori, amikor a felhők nem nyúlnak nagyon magasra, hogy bár a radaroktól távoli területeken esik az eső, vagy hull a hó, mégsem látunk csapadékot a radarképen vagy csak nagyon keveset. Ennek a jelenségnek egyszerű geometriai oka van, nevezetesen a Föld görbülete. A 0 fokos magassági szögön köröző radarnyaláb, a radartól távolodva egyre magasabban halad a felszín fölött. A földgörbület hatását a refrakció (radarhullám elhajlás) valamelyest mérsékli, de a radartól 240 km távolságban a radarnyaláb magassága már meghaladja a 3,3 km-t. Ha az alacsonyabb nyaláb útjába például egy hegység kerül, akkor a hegyek mögé, csak a magasabban kibocsátott nyalábok jutnak el. A radarhullám terjedés törvényszerűségei és a domborzati adatok alapján a radarok hatókörében bármely földrajzi pontra meghatározhatjuk azt a legalacsonyabb magasságot, amelyet radarhullámokkal még el tudunk érni, ott mérést tudunk végezni. Ezen minimális mérési magasságokat mutatja a 12. ábra.



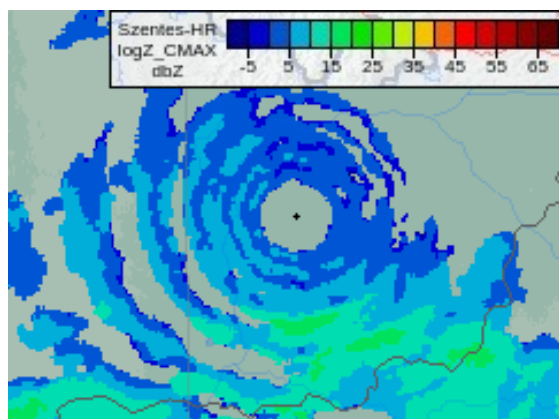
12. ábra. Minimális mérési magasságok. A lila szín azt a területet jelöli, ahol a legalacsonyabban detektálható jel 250 méter alatt van, a legsötétebb kék a 250-500 méter közötti magasságot ábrázolja. A színek 250 méterenként követik egymást.

Látható, hogy néhány kisebb területen, különösen a dél-délnyugati országrészben, a minimális mérési magasság mintegy 1500 méterre emelkedik. A csapadékszám függőleges irányú kiterjedése tág határok között mozoghat, térben és időben változatosan alakulhat, de előfordulhat, hogy a radaroktól távoli területeken csapadékszám közül csak a magasra nyúló felhőket tudjuk érzékelni, az alacsonyakat azonban nem.

3.2 Olvadási réteg megjelenése a radarképeken

A radarképeken nagyobb területre kiterjedő, réteg felhőzetből hulló csapadék idején alkalmanként megfigyelhető, a radarok környezetében gyűrűs szerkezetben a reflektivitási értékek megnövekedése, ahogy ezt a 13. ábra mutatja. A következőkben ezt a jelenséget magyarázzuk meg.

Azt a részét a légkörnek, amelyből egy adott pillanatban egyszerre érkezik vissza a csapadékelemek által visszavert sugárzás, mérési térfogatnak nevezzük. Az, hogy a csapadékelemek milyen mértékű visszaverődést okoznak, függ attól, hogy milyen a csapadékelemek méreteloszlása és halmazállapota a mérési térfogaton belül. A reflektivitás a csapadékelemek méretének hatodik hatványával arányosan növekszik. Azonos méreteloszlás esetén az esőcseppek 5-ször jobb visszaverők, mint a fagyott halmazállapotú csapadékelemek. A légkörre általánosan jellemző, hogy a földfelszín fölötti 10-15 km vastag rétegében a hőmérséklet a magassággal fokozatosan csökken, egészen -50 - -60 °C-ig. Így a nagyobb magasságokban keletkező csapadék szilárd halmazállapotban, jég szemek, illetve azokból kialakult hópelyhek formájában van jelen. Lefelé történő hullásuk során, a pozitív hőmérsékletű rétegbe érve megolvadnak, vízcseppekké alakulnak (14. ábra). Az olvadás kezdetén a hópelyheknek még csak a felszínét borítja vékony vízréteg, így azok a radar számára nagyméretű vízcseppeknek „látszanak”, lényegesen nagyobbaknak, mint az olvadás befejeztével létrejövő valódi vízcseppek. A tipikusan mindössze néhány száz méter vastag olvadási rétegben a látszólagosan nagyobb cseppek nagyobb radar reflektivitási értéket produkálnak, mint a közvetlenül ezen réteg fölötti, illetve alatti rétegek. A szakirodalomban „bright band”-nek (fényes sávnak) nevezik ezt a jelenséget, mert a vertikális radarkép metszeteken a reflektivitási értékek

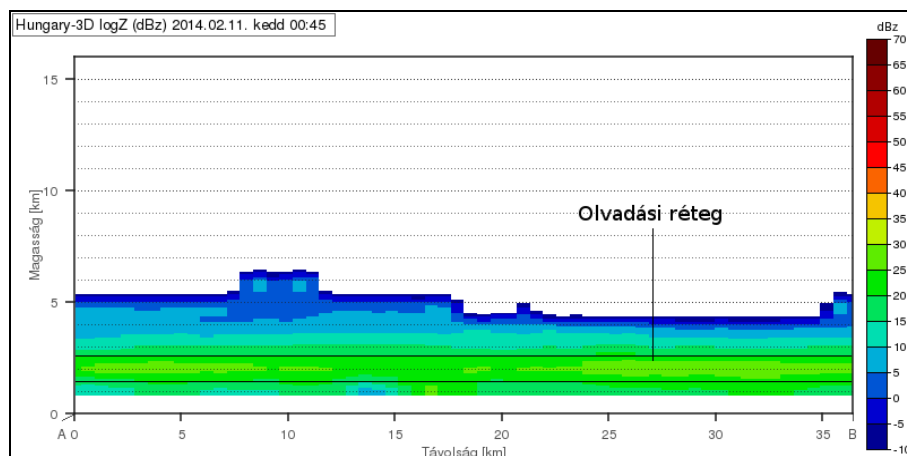


13. ábra. 2018. 03. 17. 05.30 UTC-kor a szentesi radar által mért reflektivitási mező.



14. ábra. Az olvadási rétegben a hópelyhek elkezdnek megolvadni, így vízréteg burkolja őket, azonban méretük ekkor még nagyobb, mint a teljes megolvadás után az esőcseppeké.

megnövekedését eredményezi egy keskeny sávban. Erre láthatunk példát a 15. ábrán, ahol körülbelül 2 km-es magasságban húzódott az a szint, amely felett már 0 °C alá csökkent a hőmérséklet. Konvektív csapadék idején nem figyelhető meg jól elkülöníthető sávban az olvadási réteg, mert az intenzív fel- és leáramlás széttördeli.

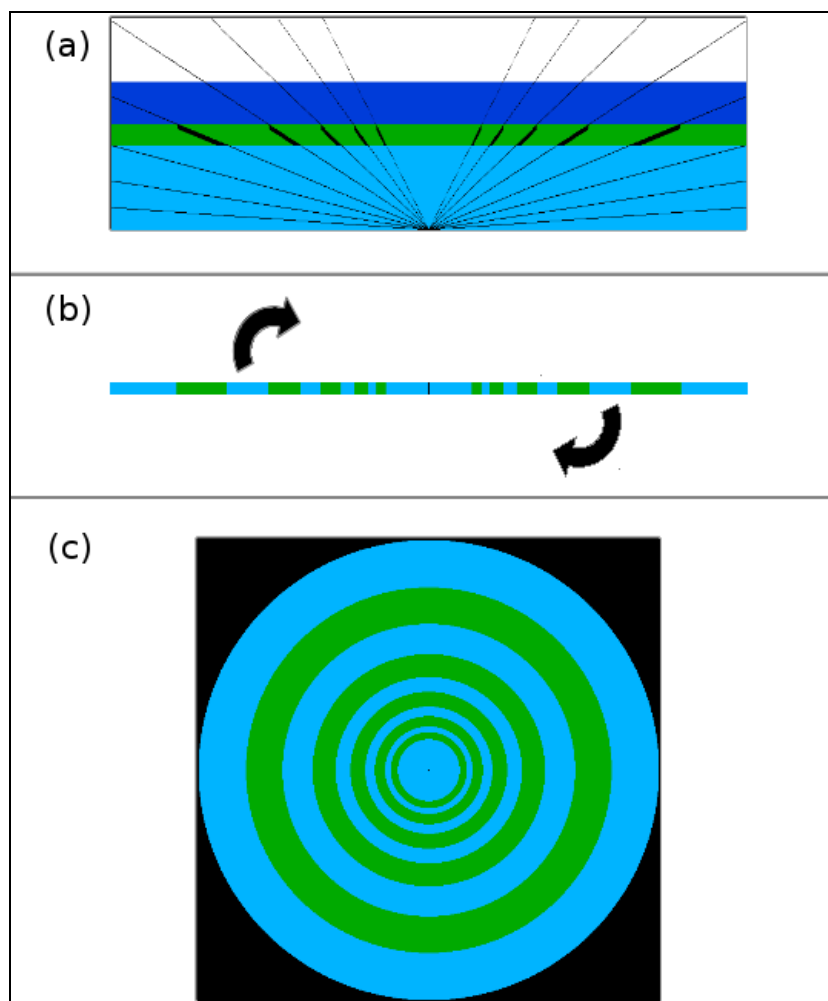


15. ábra. 2014. 02. 11. 00.45 UTC-kor készült radarkép metszet, amelyen 2 km-es magasságban megfigyelhető a reflektivitási értékek megnövekedése az olvadási réteg következtében.

A radarmérések során a radarnyalábok keresztül haladnak az olvadási rétegen. Ha egy olyan reflektivitási értéket vetítünk le a felszínre, vagy interpolálunk a PseudoCAPPI képünkhöz szükséges 1 km-es CAPPI szintre, amely az olvadási rétegből származik, akkor az indokoltnál magasabb reflektivitás értéket kapunk. Az 1° széles nyalábok azonban nem zárnak össze teljesen, így vannak olyan rácspontok amelyek fölött egyik radarnyaláb sem érinti az olvadási réteget. Ekkor kisebb reflektivitás értékekből képezzük az oszlopmaximumot, illetve CAPPI szintünk adatait. Ezt szemlélteti a 16.a ábra, ahol egy idealizált vertikális radarkép metszet látható, berajzolva rajta a radarnyalábok helyzetét a különböző magassági szögeken, valamint feketével kiemelve a nyalábok azon része, amely belemetsz az olvadási rétegbe.

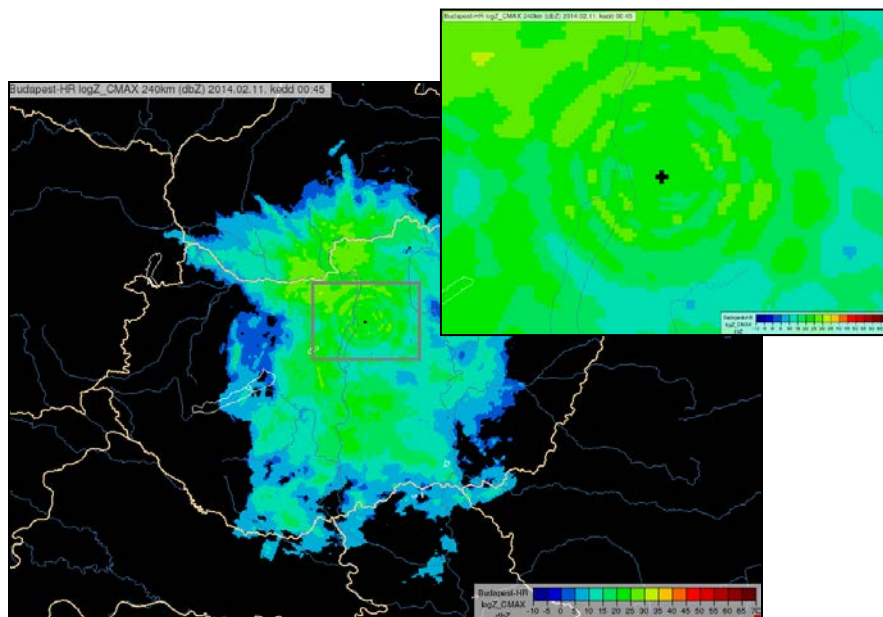
A 16.b ábrán láthatóak a metszet mentén az oszlopmaximum értékek. Azokon a helyeken, ahol valamelyik radarnyaláb belemetsz az olvadási rétegbe a zölddel jelölt, legmagasabb reflektivitási értékeket tartalmazó rétegből, míg minden mást pontban a világos kékkel jelölt, kevésbé magas reflektivitást magába foglaló rétegből kerül ki az oszlopmaximum. A legalacsonyabb reflektivitást tartalmazó sötét kékkel jelölt réteg a felszín egyetlen pontja felett sem ad maximális értéket egy adott oszlopon belül. PseudoCAPPI esetén akkor kell csak számolnunk a jelenséggel, ha az olvadási réteg 1 km magasságban van. Ha feltételezzük, hogy a 15.a ábrán világoszölddel jelölt olvadási réteg magassága 1 km, akkor az 1km-es CAPPI képünkön, amikor a nyaláb éppen nem az olvadási rétegen halad keresztül, a zöld sáv felett lévő sötétkék és az alatta lévő világoskék színnel jelölt alacsonyabb reflektivitású rétegből interpoláljuk az adatokat. Mivel a radarantenna folyamatosan forog, ennek következtében, ha a csapadékos terület kiterjedése kellően nagy, akkor szabályos gyűrűként jelennek meg azok a részek, ahol a nyalábok belemetszenek az olvadási

rétegbe, ezt szemlélteti a 16.c ábra. Előfordulhat olyan helyzet is, amikor csak a gyűrűk mentén detektálunk csapadékot, vagyis csak az itt jelenlevő csapadékelemek okoznak mérhető reflektivitást. Ilyen helyzetben a csapadék elpárolog, mielőtt elérné a felszínt.



16. ábra. Egy idealizált helyzetet mutat a fenti három ábra, ahol a mért reflektivitás nagyságára utalnak a színek, a zöld a legmagasabb, a világoskék kevésbé magas, a sötétkék a legalacsonyabb reflektivitási értékeket jelenti (a fehér szín jelzi a csapadékmentes területeket). Zöld színnel jelölve az olvadási réteg. Az (a) egy vertikális radarkép metszetet mutat, jelölve rajta a nyalábok helyzetét, valamint azt a részt, ahol belemetszenek az olvadási rétegbe. A (b) ábrán az (a) metszetből számított oszlopmaximum értékek láthatóak, majd a (c) egy teljes mérési ciklus után ábrázolt radarképet mutat, amelyen jól kivehető az olvadási réteg okozta szabályos gyűrűs szerkezet.

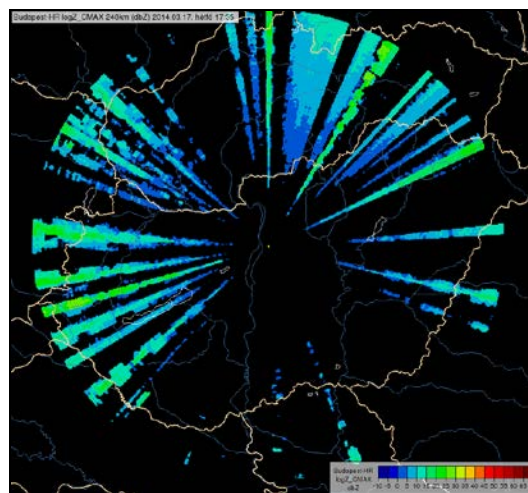
Budapest környékén 2014. február 11. 00.45 UTC-kor az olvadási réteg következtében kialakult gyűrűket mutatja a 17. ábra. Az olvadási réteget ősszel és tavasszal lehet a leggyakrabban megfigyelni, mert ekkor fordul elő legtöbbször réteges felhőzetből hulló csapadék és a 0 °C-os izoterma magassága is ekkor a legmegfelelőbb.



17. ábra. A 2014. 02. 11. 00.45 UTC-kor a budapesti radar által mért reflektivitási mező.

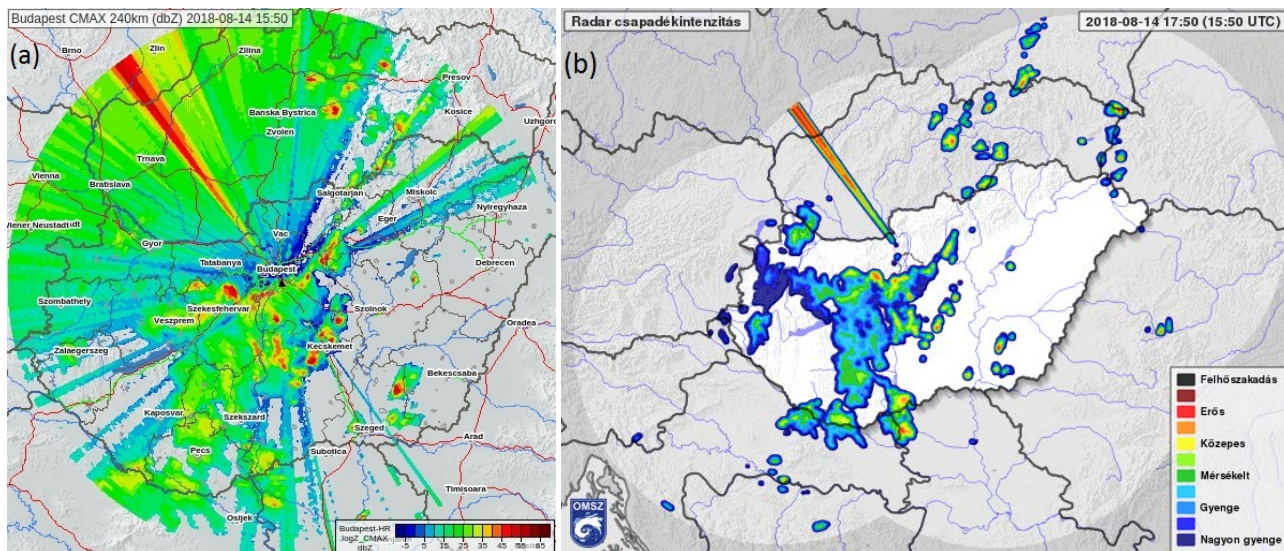
3.3 WLAN zavarok

A hazai mérési gyakorlatban jelenleg a legtöbb fejtörést az ún. WLAN zavarok okozzák. A probléma oka, hogy a radarnyaláb frekvenciáján (budapesti radarnál ~5625 MHz, vidéki radaroknál ~5610 MHz) számos vezeték nélküli helyi hálózat, WLAN (Wireless Local Area Network) is sugároz. Ha frekvenciaforrások közel vannak a műszerhez (egy hozzávetőlegesen 30 km-es sugáron belül), akkor a mérést komolyan zavarhatják. A hatályos szabályozás szerint Európában az említett csatornák szabadon használhatók, ugyanakkor a Nemzeti Média- és Hírközlési Hatóság (NMHH) ajánlása szerint a radarvétel zavarása szigorúan tilos. A radar 30 km-es körzetében a szolgáltatók, és a berendezések üzemeltetői kötelesek arról gondoskodni, hogy a sugárzás ne zavarja a meteorológiai mérést. Ellenkező esetben az NMHH intézkedik a probléma megszüntetéséről. Mindezek ellenére mégis igen gyakran történik zavarás a fenti frekvenciákon, ami radarképeken általában sugárirányú, hosszúkás, mérsékelt reflektivitású echo formájában jelentkezik.



18. ábra. Az WLAN zavarok hatása a budapesti radar mérésére egy extrém esetben. A képen látható jeleket egyedül WLAN zavarok okozzák, ebben az időpontban csapadék nem volt a térségben.

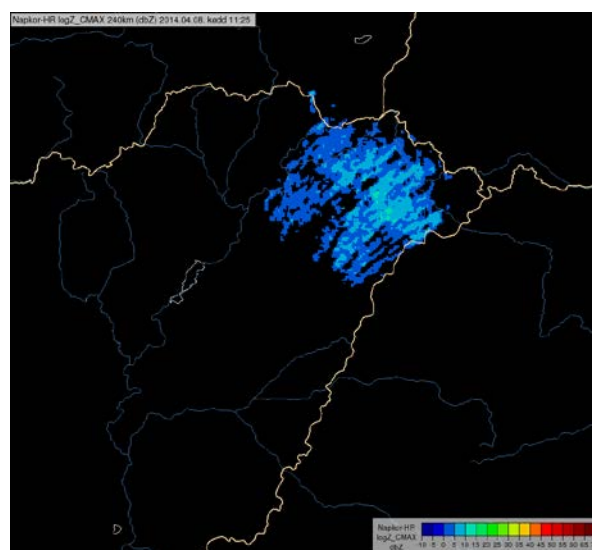
A hosszúkás alakú jelek oka az, hogy a nyaláb kibocsátása után az WLAN berendezésről folyamatosan érkeznek be a jelek a vevőbe, amit a műszer természetesen egy elnyújtott térbeli echóként érzékel. A 18. ábrán láthatjuk az WLAN zavarás hatását a Budapesten egy extrém esetben. Az OMSZ szakemberei különféle szűrő eljárásokkal a zavarok többségét ki tudják küszöbölni, ugyanakkor még ennek ellenére is előfordulhatnak WLAN hibák a végső képeken (19. ábra).



19. ábra. 2018. augusztus 14. 15:50 UTC-kor készült budapesti szüretlen reflektivitás kép (a) és a honlapon is megjelenített, szűrt, kompozit csapadékintenzitás térkép (b). Az északnyugati irányból érkező nagyon erős WLAN zavart a szűrők nem tudták eltávolítani a képről.

3.4 Mikroturbulenciák okozta jelek

A kibocsátott sugárzás visszaverődhet hidrometeorokról (esőcsepp, hópehely, jég szem), porszemekről, mikroturbulenciákról, nagyon ritkán akár rovarok vagy madarak is képesek olyan visszaverődést okozni, amelyet már képes mérni a radar. A mikroturbulenciák olyan területek a légkörben, ahol változik annak nedvessége, hőmérséklete ezáltal pedig változik a légkör törésmutató indexe, amely a kibocsátott sugárzás egy részének visszaverődését okozza. Jellemzően nem okoznak erős jeleket. Legfeljebb a radarok 70-80 km sugarú környezetében figyelhetők meg, mert egyrészt "ellátunk" felettük, ugyanis vertikálisan legfeljebb 1,5 km-es magasságig vannak jelen olyan méretben, amelyet a radarok érzékelni tudnak, illetve nagy távolságban az általuk okozott visszaverődéseket a radar már nem képes mérni. A nem hidrometeorok okozta

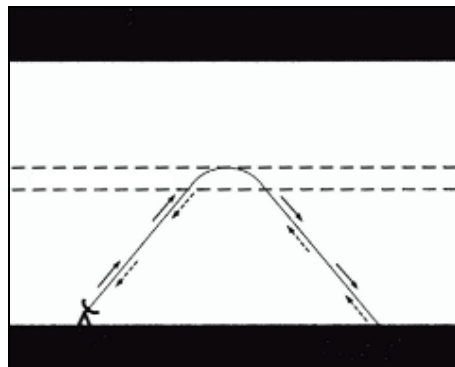


20. ábra. Mikroturbulenciák okozta jelek Napkor közelében.

jelek szűrése többnyire megoldott probléma, azonban a mikroturbulenciák okozta jelek, tulajdonságaikban nagy hasonlóságot mutatnak a valós csapadékhoz, így előfordul, hogy nem tudjuk kiszűrni azokat. Ilyen esetre láthatunk példát a 20. ábrán.

3.5 Rendellenes terjedés (anaprop)

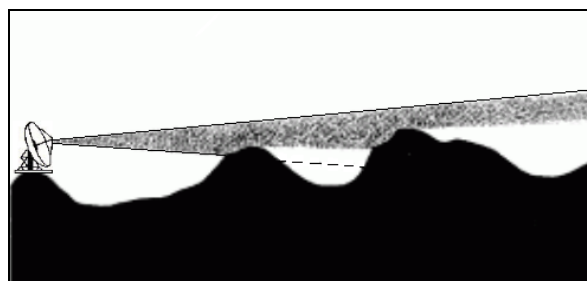
A radarmérések során a rendellenes terjedés vagy más néven anaprop (anomalous propagation angol elnevezés rövidítése) erősen inverziós időjárási helyzetekben következik be. A 21. ábrán látható módon a radarnyaláb az inverziós rétegen megtörik, visszaverődik a felszínről, a visszainduló jel ismét megtörik a rétegen, és így kerül a vevőbe, ennek következtében a radar tulajdonképpen a felszín reflektivitását méri meg. Az anaprop terjedés kaotikus, sugárirányban hosszan elnyúló foltokkal tarkított radarképet produkál, nagy intenzitásváltozásokkal. Leggyakrabban anticiklonális helyzetben fordul elő, amikor különösen éjszaka 100-200 m vastag inverziós réteg alakulhat ki az erősen lehűlt felszínközeli réteg tetején. Az anaprop ilyen esetekben gyakran hirtelen jelenik meg és tűnhet el az inverzió gyors kialakulása, illetve összeomlása következtében.



21. ábra. Anaprop terjedés.

3.6 Domborzat árnyékoló hatása

Ha a radarnyaláb útjába egy domb vagy egy hegy esik (22. ábra), akkor az magától értetődően kitarolja a mögötte elhelyezkedő csapadékcélt. Olyan helyzet is előfordulhat, hogy csak a nyaláb egy része kerül kitarásra, ilyen esetben a nyalábszélesség kitarakt hányadának ismeretében megfelelő korrekciókkal a csapadékintenzitás becslése javítható.



22. ábra. Nyaláb blokkolódás.

3.7 Intenzív csapadékmezők árnyékoló hatása (gyengítés)

Ha a radarnyaláb útjába erősebb zivatar kerül, akkor a nyaláb energiája oly mértékben gyengülhet a cella nagy koncentrációjú és méretű csapadékelemein, hogy a zivatar mögötti térrészben tartózkodó objektumok a kisugárzott impulzus töredékét képesek csak visszaverni. Ilyenkor az intenzív echó mögötti területekről kapott reflektivitási értékek jóval alacsonyabbak a tényleges intenzitástól, a radar alábecsül. A gyengítés jelentősen korrigálható például polarizációs mérésekből származó paraméterekkel (2.2 fejezet) vagy több radar egyidejű alkalmazásával.

4. A leggyakoribb csapadéktípusok főbb radar jellemzői

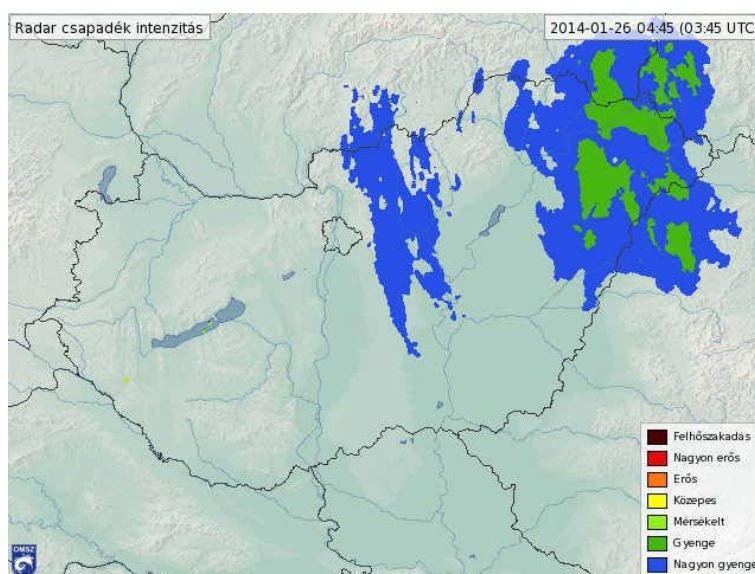
A felhők és csapadékok főbb alkotóelemei a vízcseppek, a túlhűlt vízcseppek, jégkristályok, hópelyhek, a légkörben lejátszódó mikrofizikai (kondenzáció, részecskék ütközése stb.) folyamatok termékei. Csapadéknak a lefelé mozgó, a földfelszint is elérő vízcseppeket, hópelyheket, jégkristályokat és jégszemeket nevezünk. A létrehozó folyamatok igen változatosak lehetnek a hőmérséklettől, nedvességtartalomtól és a lehülés sebességétől függően, ezek egyértelműen meghatározzák a felhőelemek és csapadékelemek halmazállapotát, szerkezetét. Keletkezésük folyamatát tekintve alapvetően kétféle halmazállapotú csapadékról beszélhetünk. Meleg évszakban többnyire folyékony, a hideg évszakban inkább szilárd halmazállapotú csapadék hullik. Emellett természetesen megfigyelhető kevert halmazállapotú csapadék is (jégeső, havas eső), de ezek vízhozama éves szinten nem jelentős. A hópelyhek a kis esési sebessége miatt jelentős horizontális távolságra elsodrónak mielőtt elérnék a földfelszint. Az alábbiakban röviden bemutatjuk a leggyakoribb csapadéktípusokat és azok radarmérésekben tükröződő jellegzetességeit. Fontos megjegyeznünk, hogy a felsorolt csapadéktípusok egyértelmű felismeréséhez a radarmérések mellett más meteorológiai paramétereket is ismernünk kell, továbbá megfelelő gyakorlatra is szükség van a radaradatok használatában.

Hózállingózás, hódara

A pillanatnyi csapadékinintenzitás 0,1 mm/h körüli. A 6 óra alatt lehulló csapadék mennyisége nem éri el a 0,5 mm-t, ami 1 cm-nél kisebb hó vastagságot jelent. Az ilyen típusú csapadék felderítése csak a radar közvetlen közelében lehetséges a kis intenzitás és a kis vertikális kiterjedés miatt.

Havazás

Nagy területre kiterjedő, kitartó, folyamatos havazás a nagytérségű rendezett fel-áramlások miatt kialakuló rétegfelhőzetből hullhat. A vertikális kiterjedése a csapadékot okozó felhőknek 2-5 km-nél nem nagyobb, emiatt 100-180 km-en belül detektálható legfeljebb, de ez függ a havazás intenzitásától is (23. ábra).



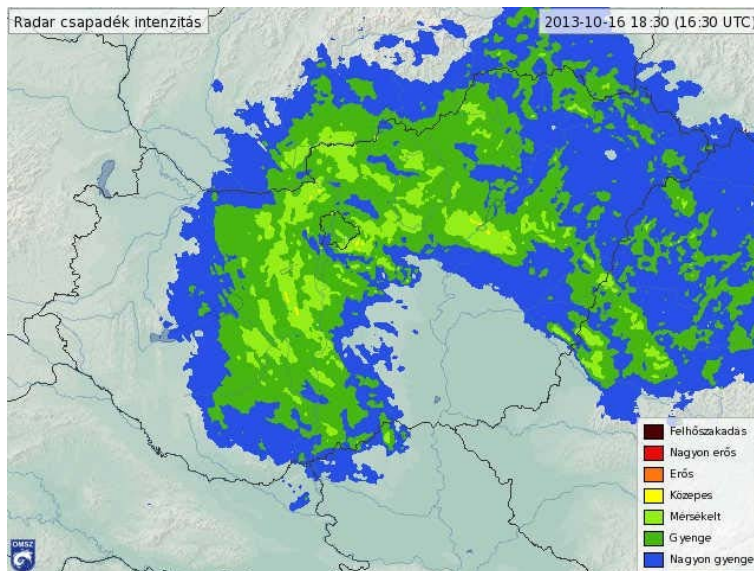
23. ábra. Gyenge, illetve közepes intenzitású havazás az ÉK-i országrészben, illetve a középső tájakon.

Szitalás

A pillanatnyi csapadékintenzitás 0,1 mm/h (7 dBZ) körüli, a 6 óra alatt lehulló csapadék mennyisége nem éri el a 0,5 mm-t. A felhőzet vastagsága általában kisebb, mint 2 km. Az ilyen típusú csapadék a radarral ritkán deríthető fel, akkor is csak a közvetlen környezetében.

Gyenge, mérsékelt intenzitású eső

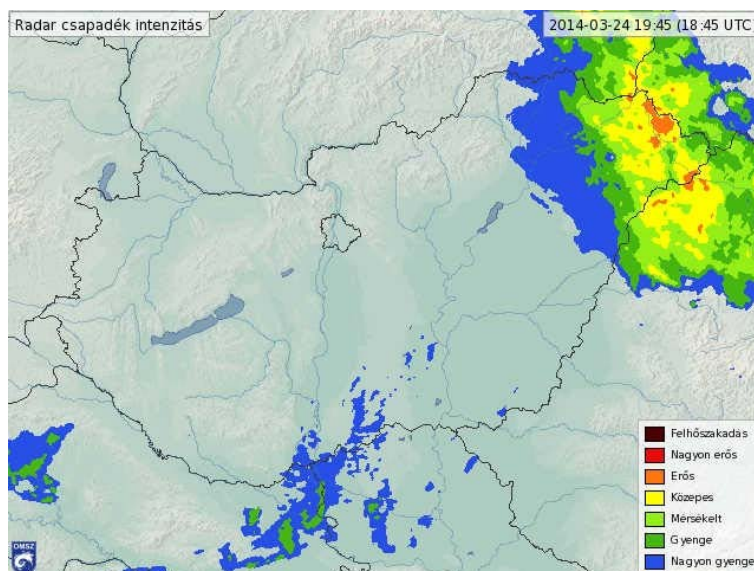
A pillanatnyi csapadék-intenzitás 0,1 - 5 mm/h (7 - 34 dBZ) közötti. A gyenge intenzitás gyakran csak a radarállomás 80 - 120 km-es körzetében detektálható (24. ábra). Továbbá az is előfordulhat, hogy a radar által a magasban észlelt csapadék nem éri el a földfelszínt.



24. ábra. Nagy területre kiterjedő gyenge, illetve mérsékelt intenzitású eső.

Közepes és nagy intenzitású eső

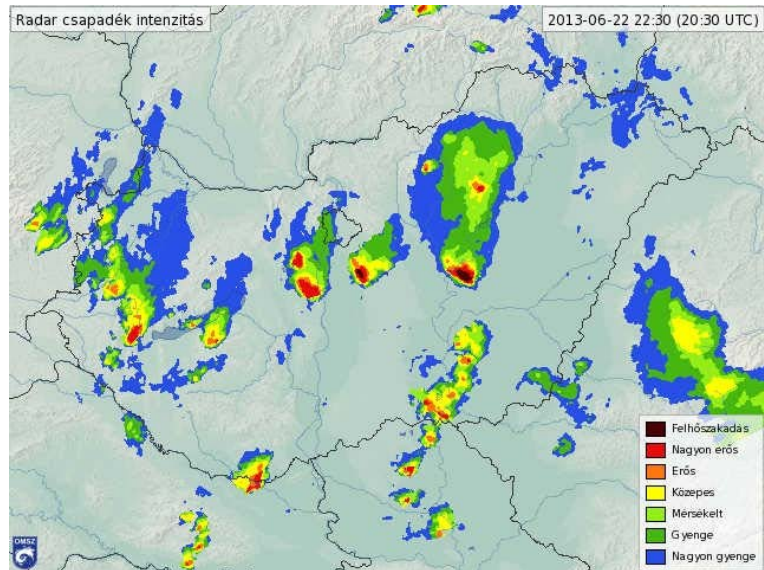
A pillanatnyi csapadék-intenzitás 5 - 30 mm/h (34 - 47 dBZ) közötti. A radar 180 - 240 km-es körzetén belül detektálható (25. ábra).



25. ábra. Közepes, illetve erős intenzitású eső az ÉK-i országrészben.

Zápor, zivatar, jégeső

Fő jellemzője a tér- és időbeli nagy változékonyság. A pillanatnyi csapadékintenzitás igen széles határok között mozoghat, kis területen akár a 100 mm/h (55 dBZ) feletti értékek is előfordulhatnak. Területi átlagban nem adnak nagy csapadékot, de lokálisan komoly problémákat okozhatnak a hirtelen lehulló csapadék, jégeső (legerősebb reflektivitási értékek) és a jelenséget kísérő erős szelek miatt. A radar teljes, 240 km-es mérés tartományában felderíthetők a felhőzetük nagy magassága is intenzitásuk erőssége miatt. Radar echóik cellaszerűek, jellemzően határozott, éles kontúrral rendelkeznek (26. ábra). Az intenzitás térbeli változása nagy.



26. ábra. Az országban többfelé előforduló záporok, zivatarok

Az időjárási radarokkal kapcsolatos bármilyen kérdést vagy megjegyzést az OMSZ szakemberei szívesen fogadnak (e-mail: radar@met.hu).