

Eötvös Lóránd Tudományegyetem
Meteorológiai Tanszék

**REFLEKTIVITÁS MÉRÉSEKEN ALAPULÓ
JÉGESŐ DETEKTÁLÁS LEHETŐSÉGEI
AZ OMSZ RADARHÁLÓZATÁVAL**



Készítette:

ZOMBORI GYÖNGYI

Témavezető:

Dr. DOMBAI FERENC

Országos Meteorológiai Szolgálat

Tanszéki Konzulens:

Dr. WEIDINGER TAMÁS

ELTE Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2010.

TARTALOMJEGYZÉK

1. Bevezetés	3
2. Történelmi áttekintés.....	4
2.1. Jégeső elhárítási kísérletek	4
2.2. A hazai jégeső elhárítási rendszer	6
3. A zivatarok és jégszemek keletkezési folyamata	8
3.1. A zivatarok keletkezése.....	8
3.2. A jégrészecskék fejlődése	11
3.3. Jégszemek képződése zivatarfelhőkben.....	14
3.4. A jégszemek tulajdonságai.....	17
4. Jégeső detektálás	19
4.1. A detektálás fontossága	19
4.2. Radarmérésekről általánosan.....	19
4.3. Radaros jégdetektálási módszerek	24
5. Felhasznált adatok.....	36
5.1. A vizsgálathoz felhasznált adatok	36
5.2. Verifikációs adatok	38
6. A jég-valószínűségi eredmények elemzése, a két módszer összehasonlítása	42
6.1. A 2 cm-nél nagyobb jégszemeket adó jégesők eredményeinek áttekintése.....	42
6.2. A 2 cm-nél kisebb jégszemeket adó jégesők eredményeinek áttekintése	47
6.3. Jégeső mentes napok	50
7. A jég-valószínűségi számítás verifikálása	56
7.1. A 2 cm-nél nagyobb jégszemeket adó jégesős napok verifikációja.....	57
7.2. A 2 cm-nél kisebb jégszemeket adó jégesős napok verifikációja	59
7.3. Összefoglaló megjegyzések	60
8. Egy jégesős nap szinoptikus elemzése.....	62
8.1. Pusztító jégeső a Nyírségben – 2009. 06. 07.....	62
9. Összefoglalás	68
10. Köszönetnyilvánítás	70
11. Irodalomjegyzék.....	71
12. Függelék.....	74

1. BEVEZETÉS

Az OMSZ¹ jelenlegi fontos feladatainak egyike a személy-, és vagyonvédelem. Ezt szolgálja a veszélyjelző rendszerük is, ahol modell outputok, radar és műholdas információk segítségével készítik el veszélyes helyzetekre a riasztást. Az egyik ilyen különösen veszélyes esemény hazánkban a nyári zivatarok során hulló jég. Ezt a következő hírrészlet is alátámasztja: „A jégverés személyautókban is kárt okozott, szélvédőket, tükröket tört össze. A vihar ideje alatt több járművezető benzinkutak védőteteje és felüljárók alatt keresett menedéket, de volt, ahol éppen emiatt csúsztak egymásba az autók.” – 2009. Június 16. (www.bama.hu).

Jelenleg az OMSZ-nál nincs számszerűsített jégeső detektálás, bár a radarhálózat segítségével ez megoldható lenne. Diplomamunkám célja, hogy megvizsgálva több erre alkalmas módszert - mind külföldieket, mind a Magyarországon rendelkezésre állókat – javaslatot tegyek arra, hogy melyiket lehetne itthon operatívan használni először az időjárás analízis, később az előrejelzések során.

Diplomamunkám hat fő fejezetből áll. Az első fejezetben röviden beszámolok a XIX. és XX. századi külföldi, illetve hazai jégeső elhárításról.

A második fejezet során részletezem a zivatarok kialakulását és fejlődését. Foglalkozom a csapadékelemek, jégzemek és bővebben a jégfázis kialakulásával. Ezt követően – a harmadik fejezetben – a radarról, mint távérzékelési eszközről és azok produktumairól esik szó, majd pedig magukról a jégdetektálásra kidolgozott módszerekről.

A negyedik fejezet egy rövid leírást ad a felhasznált adatokról, és arról, hogyan készítettem elő, és dolgoztam fel azokat a radar által előállított produktumokkal együtt. Az ötödik fejezet a kapott eredmények elemzése, és a választott jégdetektálási módszerek összehasonlítása, amiket képekkel is illusztráltam. Ezek verifikációjáról szól a hatodik fejezet, amiben kitérek a módszerek hiányosságaira, valamint a felmerülő hibákra.

Az eredmények megmutatták, melyik módszert és hogyan lehetne operatívan alkalmazni a későbbiekben. Diplomamunkám ennek az első lépése.

¹ Országos Meteorológiai Szolgálat

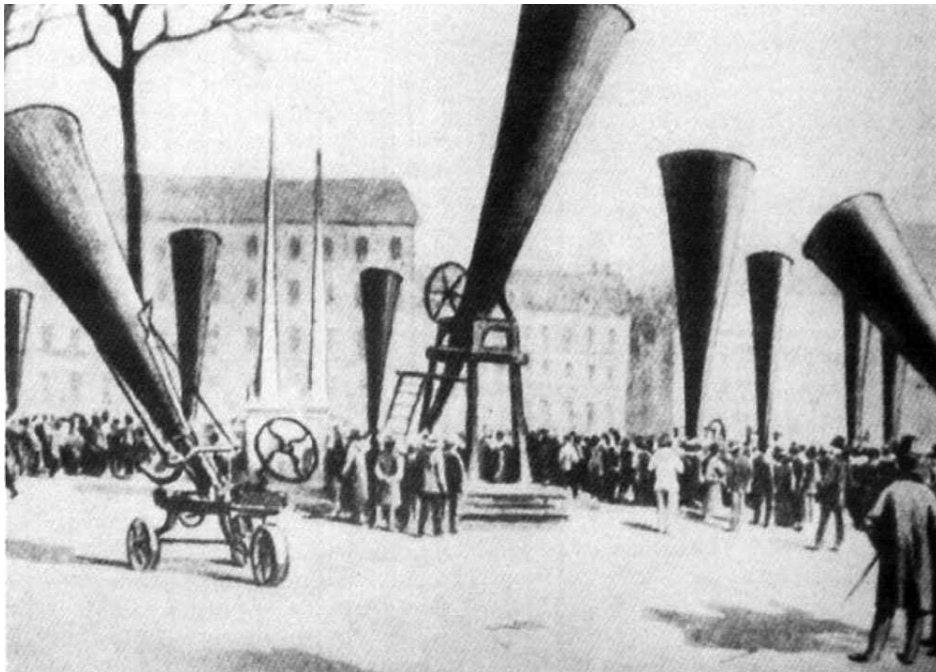
2. TÖRTÉNELMI ÁTTEKINTÉS

2.1. Jégeső elhárítási kísérletek

A jégeső elhárítás során elsősorban a nagy jégszemek kialakulását igyekeznek meggátolni. Ezt szolgálja a jégképző magvak felhőbe juttatása, vagy a már kialakult jégszemek „szétzúzása” (Wieringa és Holleman, 2006).

Akármilyen hihetetlen is, de jégszemek szétrobbantására irányuló kísérleteket végeztek több országban is. Először ezekkel ismerkedjünk meg!

A jég elleni harcban a XIX. század végén a jégágyú volt a legismertebb berendezés. Képzeljünk el egy felfelé irányított ágyút (tölcsért), ami felerősítette az acetilén robbanás hangját (1. ábra). Ez meghaladta a 120 dB-t. Ezt a módszert 1896-ban Albert Stiger, egy ausztriai szőlősgazda „találta fel”. Miután Stiger völgyében két évig nem esett jég, a jégágyúk használata divatossá vált Ausztriában és Olaszországban. Fejlődni kezdett a jégágyú ipar, 1901-ben Lyonban egy jégeső konferencián megrendezték az első ágyú vásárt, ahol többfélét is eladásra kínáltak (1. ábra).



1. ábra. Jégágyú vásár a 3. Nemzetközi Jéglövő Konferencián, Lyon 1901
(Changnon és Ivens, 1981).

Az ágyú nagy és hatásosnak tűnő gépezet volt: erős hangot adott ki, és el volt látva részletes, bizalomgerjesztő instrukciókkal. Meteorológusok, valamint mezőgazdasági szaktanácsadók sem jelentették ki biztosra, hogy nem működik, mivel nem voltak vizsgálati eredmények, melyek az ágyúk hatástalanságát bizonyították volna. Mindezek ellenére azonban a gyakorlatban hamar kiderült, hogy az ágyúk használata nincs szignifikáns hatással a jégesőre. A Meteorológiai Világszervezet (WMO) hivatalos ítélete ezekről egyértelmű és világos volt: „Ezeknek nincs sem tudományos alapjuk, sem hihető hipotézisük, hogy támogassunk ilyen tevékenységeket” (WMO, 2001).

A másik ilyen „robbantásos” módszer a lökéshullámok keltése volt a felhőkben. Úgy vélték, hogy a lökéshullámok véletlenszerű légbuborékokat hoznak létre, melyek a jégszemek összeeséséhez vezetnek, és kásássá teszik azt (Vittori, 1960; List, 1963). Kifejlesztésre kerültek az *Italrazzi-féle anti-jég rakéták*, melyek körülbelül 1 kilogrammnyi TNT robbanótöltetet szállítottak a felhők alsóbb rétegeibe, ahol a kihulló jégszemek találhatóak. Az ehhez hasonló rakéták nagyon népszerűvé váltak Olaszországban, Kínában, Kenyában és a Balkánon is. A rakétákat általában akkor indították el, amikor elkezdett esni a jég, és azt várták, hogy egy kis idő múlva az intenzitás lecsökken, a felhők pedig feloszlanak. Azonban köztudott, hogy a jégeső megközelítőleg 5 percig tart, és a legnagyobb jégszemek, vagy a legerősebb intenzitás mindig az esemény elején van. Más szóval, az észlelt javulás nagy valószínűséggel a jégeső természetes befejeződésének volt köszönhető, nem pedig a rakétáknak. Későbbi vizsgálatok kimutatták, hogy 250 rakéta egyszerre, mindegyik 8 kilogrammos robbanóanyaggal ellátva sincs hatással a jégszemekre.

A modern, ma is használatos jégeső elhárítás alapja, hogy a jég keletkezési folyamatát próbálják befolyásolni úgy, hogy higroszkopikus vagy jégképző magvakat juttatnak a felhőkbe rakétákkal, repülőgépről, vagy természetes úton a konvekciót felhasználva.

A felhők víz tartalma (V) korlátozott. Ha a felhőbe jégképző magvakat juttatunk a megfelelő időben és a megfelelő helyre, ahol a gyenge feláramlásban a jégképződés megindul, akkor feltételezhető, hogy több jégszem keletkezik és lecsökken az átlagos méretük. Az első kísérletekben ezüst-jodid magvakat használtak, melyek elég kicsik, és nem produkálnak komoly ökológiai mellékhatásokat. Két nukleálási megközelítést alkalmaztak operatívan nagy térségre, mindkettő az alkotói után kapta a nevét: Sulakvelidze-, és Dessens-módszer.

Sulakvelidze et al. (1965) módszerét a volt Szovjetunióban és a kelet-közép-európai országokban tesztelték. A jégképző magokat egyenesen a felhő felsőbb régióba juttatták, oda, ahol a jég képződik, tipikusan egy 1 km³-es térfogatba 5 km-es magasságba Oblako rakéták vagy tüzéségi gránátok segítségével. Az Amerikai Egyesült Államokban repülőgépeket alkalmaztak az ezüst-jodid bejuttatására. A repülőgép vagy a felhő felett repülve ezüst-jodid fáklyát ejtett a felhőbe, vagy a felhők alatt repült ezüst-jodid égetőkkel felszerelve. Az amerikai siker határozottan kisebb volt, mint az oroszországi, de nem volt egyértelmű, hogy ez a helyi jégképződési folyamatokban meglévő különbségeknek, vagy a különböző szállítási módszereknek volt köszönhető (*Schleusener*, 1968). A jégeső elhárítás ezzel a nukleációs módszerrel tovább folytatódott az USA-ban, de az eredmények bizonytalanok maradtak (*Kraus*, 1999; *List*, 2004).

A Dessens-féle technika során acetonban égetett ezüst-jodiddal a magok átlagos koncentrációját növelték egy korlátozott régióban, a felszínközeli rétegben, amikor egy veszélyes mezoskálájú képződmény, illetve időjárási front közeledett. Az aeroszol légkörbe juttatását (égetés) egy felszíni állomás-hálózat segítségével végezték. Az állomás-hálózat elemeinek átlagos távolsága 7 km volt (*Federer*, 1977; *Dessens*, 1986). Az eredmények azonban itt is kétségesek voltak.

Nehéz, ma sem megoldott probléma a jégeső elhárítási eljárások verifikálása. Különösen igaz ez a mai, megfelelő fizikai elvek alapján fejlesztett módszerek hatékonyságának megállapítására. Oroszországban azonban a mai napig is folyik ezüst-jodiddal megtöltött rakéták használata (*Abshaev et al.*, 2006).

2.2. A hazai jégeső elhárítási rendszer

A jégeső elhárítás gondolata már az 1940-es évek végén felmerült. Dési Frigyes volt az, aki először szólt hivatalosan a gyakorlati bevezetés mellett az 1965. szeptember 8-10-én a Meteorológiai Társaság rendezésében tartott felhőfizikai ankét megnyitóbeszédében. A következő évben 1966. január 27-én az MMT² 38. közgyűlésének megnyitóján ismertette Dési az OMI³ kutatási terveit. A gyors megvalósítást jogi, pénzügyi, szervezési, engedélyezési és ehhez hasonló problémák hátráltatták. Végül évekig húzódott a hazai jégeső elhárító hálózat kiépítése, ami

² Magyar Meteorológiai Társaság

³ Országos Meteorológiai Intézet

egészen 1975-ig Budapestről irányítottan történt. A lassú haladás meggyorsítására hozták létre a Jégesőelhárítási Koordinációs Bizottságot. Végül 1975 tavaszára a létesítmények nagy része elkészült, a szükséges eszközök, rakéták, állványok, rádióhálózat, valamint radar beszerzésre kerültek, és megkezdődött az üzembeállításuk. 1975. május 7-én került sor az első rakéták fellövésére. Az ünnepélyes megnyitón 1db Oblako és 4db PGI-M típusú jégeső elhárító rakétát lőttek fel. A szolgálat 11 kilövő-állomással indult, és 1975. július 16-án az első önálló aktív beavatkozás is megtörtént.

Adódtak azonban problémák, mint például az, hogy a kísérleti terület déli határa az országhatárral esett egybe, és így problémát okozott a már kifejlődött állapotban levő dél-délnyugatról, Jugoszlávia felől érkező zivatarfelhők befolyásolása. A határ irányában azonban nem lehetett védekezni, mert az érvényes államközi szerződések nem tették ezt lehetővé. A két ország jégeső elhárító szakemberei előkészítettek egy együttműködést, mely a határok sérthetlenségét szem előtt tartva megoldást nyújtott volna. A lényege az volt, hogy a két aktív jégeső elhárítást végző fél között rádióhálót létesítenek, amin keresztül kérni lehet a másik felet, hogy a területe fölött kialakuló jégesőt kezdje meg elhárítani a kérelmező költségére. Bár a megállapodást 1978. március 2-án a két kormány megbízottja aláírta, soha nem került sor az abban lefektetett elvek szerinti tevékenységre.

Ez a jégeső elhárító rendszer több évig működött, közben megtörtént a Baranya megyei rendszer véglegesítése, valamint Bács-Kiskun megyében is létrehoztak egy ilyen rendszert az 1980-as évek közepén. Időközben az Oblako rakétákat lecserélték a hatékonyabb Alazany-2M önmegsemmisítő rakétára.

A sokéves működés után 1989-ben megszűnt az OMSZ Állami Biztosítóval kötött finanszírozási szerződése, és a két jégeső elhárító rendszer lassan felszámolásra került. Időközben a felszínközeli rétegbe juttatott jégképző magvak alkalmazhatósága egyre inkább bizonyítást nyert. A korábbi jégeső elhárítás hatékonyságát több megfigyelés is alátámasztotta. A kilövő állomások személyzete számos alkalommal észlelte a beavatkozás után hó, hókása jelenlétét a talajon jégzemek helyett, még a legmelegebb nyári napokon is, így arra a néhány évre ezen észlelések alapján valóban hasznos volt a rendszer működése. Végül is a baranyai jégeső elhárítás nem szűnt meg. Ma is működik az 1991-ben alapított NEFELA Dél-Magyarországi Jégesőelhárítási Egyesülés, ami francia technikát alkalmaz: jégveszélyes helyzetekben a védendő területen jégképző magvakat juttat a felszínközeli rétegbe egy aeroszol generátor hálózat segítségével (OMSZ, 1995).

3. A ZIVATAROK ÉS JÉGSZEMEK KELETKEZÉSI FOLYAMATA

3.1. A zivatarok keletkezése

A zivatar lélegektromos jelenség, ami Cumulonimbus (CB) felhőhöz kötött. A villámkisülések révén marad fenn a légköri elektromos áramkör, a zivatarfelhők biztosítják a töltés szétválasztódást, ez az „elektromos telep”. A zivatarok egyben hőerőgépként működve a potenciális energiát kinetikus energiává alakítják (feláramlási rendszerek), melyhez a hőt a légköri instabilitásokból, valamint a víz halmazállapot-változásából nyerik (*Dombai, 2007*).

3.1.1. Csoportosításuk

A zivatarfelhők erős konvektív folyamatok révén jönnek létre, melyeket okozhatják lokális hatások (besugárzás, orografikus akadály), valamint frontok, konvergencia vonalak. A különböző hatások által keltett konvekció eltérő intenzitású zivatarokhoz vezethet, de mindegyikben közös, hogy cellákból épülnek fel, és ezek alapján csoportosíthatjuk őket (*Byers és Braham, 1949*).

1. Egycellás zivatarok – légtömegben belül alakulnak ki. Élettartamuk 0,5–1 óra.
2. Multicellás zivatarok – valamilyen „torlasztó hatás” által jönnek létre. Ez lehet front, vagy konvergencia vonal. Élettartamuk 1–3 óra.
3. Szupercellás zivatarok – egy cellából alakulnak ki, megfelelő körülmények között több óráig fennmaradhatnak. Időtartamukat tekintve túlhaladhatják a multicellás zivatarok élettartamát. Ezek a legerősebb képződmények, kialakulhat belőlük tornádó. A felhőtető magassága elérheti a 12–14 km-t is, vagyis behatolhat a sztratoszférába.

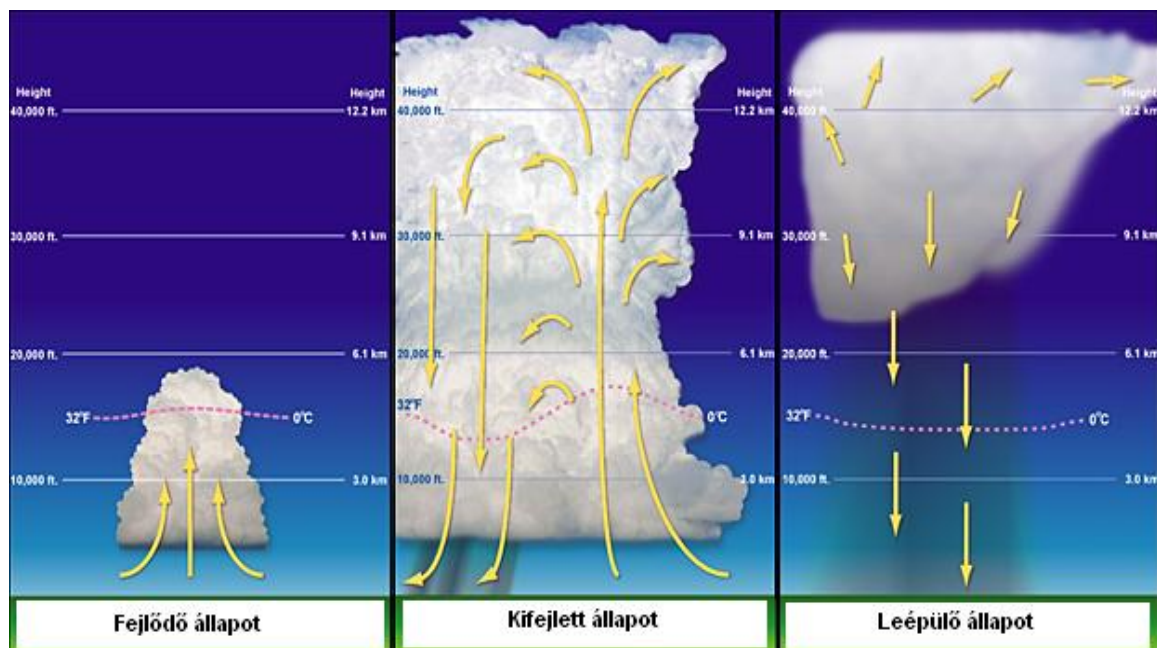
3.1.2. A keletkezés folyamata

A besugárzás által felmelegített felszín átadja a hőt az alsóbb légrétegeknek, így a levegő instabillá válik, vagyis az adott légtömeg hőmérséklete magasabb lesz, mint a környező légtömegeké, ami elindítja a felemelkedését. A felfelé mozgás adiabatikusan történik, emelkedés során kitágul a légréteg, és az erre fordított munkához nem a környezetéből, hanem saját magából vonja el a hőt, lehül. Mikor az emelkedő légtömeg

eléri a kondenzációs szintet, megtörténik a kicsapódás, és az ez által felszabaduló látens hő ismét melegíti a légrészt, fokozza az instabilitást, tovább gyorsítva ezzel a feláramlást. Ha ezáltal a „rásegítés” által a légtömeg átlépi az inverziós réteget, elindul a szabad konvekció, és így több kilométer magas cumulonimbusok alakulhatnak ki. További rásegítés lehet orografikus akadály is. A frontok során, hidegfront esetén az érkező hideg levegő torlasztja az előtte levő meleg levegőt, és feláramlásra készteti azt, melegfront során a meleg levegő siklik fel a hideg levegőre, a konvergencia vonalak esetén pedig, az összeáramló levegő indukál feláramlást. Mivel a frontok és a konvergencia vonalak erőteljesebb feláramlást generálnak, így az azokból kialakuló zivatarok intenzitása általában erősebb a légtömegeken belül kialakulóknál. A zivatarfelhőkön belül a feláramlási zónák horizontális mérete 300 m-től 1–2 km-ig terjed (Dombai, 2007).

Fejlődésüket három fázisra oszthatjuk (2. ábra):

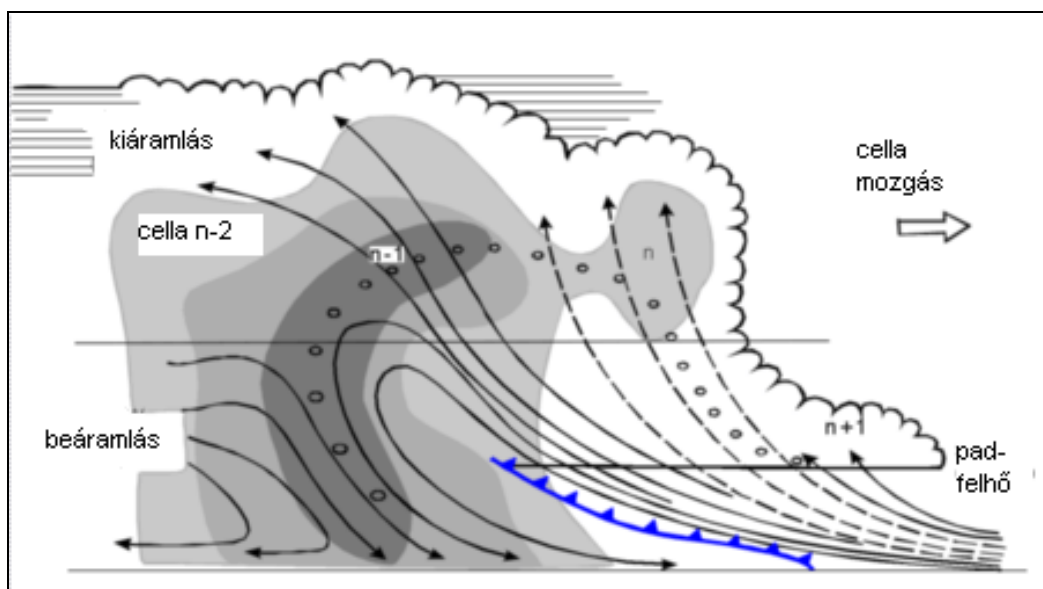
1. fejlődő állapot,
2. kifejezett állapot,
3. leépülő állapot.



2. ábra. Az egycellás légtömegben belüli zivatar fejlődési szakaszai (www.k3jae.com).

A fejlődő állapot mindössze 10–15 percig tart, a felhő átmérője ekkor 2–8 km közötti. Ebben a fázisban csak feláramlás van jelen. A felhő szélét az határozza meg, hogy mennyi vízgőz van a környező légrétegben, mivel egy bizonyos érték alatt a vízcseppek ismét elpárolognak. Az alsóbb szinteken levő nedvességből azonban kaphat utánpótlást a fejlődő felhő (www.zamg.ac.at). Ebben a fázisban alakulnak ki a felhő-, és csapadékelemek, és általában már ebben a szakaszban átlépi a 0°C-os izotermát a feláramló légréteg, így a vízcseppek mellett kialakulnak jégkristályok és jégzemek is.

A kifejlett szakasz 25–30 percig tart, kiterjedése 8–16 km. Ebben a szakaszban erőteljes növekedésnek indulnak a csapadékelemek, és elérhetik azt a méretet, amit a feláramlás már nem tud fenntartani. A lefelé eső elemek magukkal ragadva a levegő egy részét leáramlást hoznak létre (Geresdi, 2004). Ez a leáramlás, valamint a párologó csapadék hűtő hatása egy kvázi-hidegfrontot generál. Ez a zivatar kifutó szele, más néven gust front, melynek sebessége elérheti a 100 km/h-t. Ez egyrészt gyengíti az adott cellát, mivel útját állja a pótlásként érkező meleg, nedves levegőnek, másrészt pedig, csakúgy mint a hidegfront, a talajközeli meleg, nedves levegőt feláramlásra kényszerítheti, így kialakulhat egy újabb cella (3. ábra). Ennek mérete 3–5 km között van, és körülbelül 30 km-re helyezkedik el a zivatar középpontjától (www.zamg.ac.at).



3. ábra. A zivataros kifutószél újabb cellákat eredményez.

A zivatarcellákban a konvekciót erősítheti a szélnyírás a magasban (baroklinitás). A zivatarokban létrejövő feláramlási zóna meglehetősen elszigetelt a környezetétől, így közvetlen kapcsolatot teremt a talajközeli réteg és a magas légkör között. Ha a

magasban erős a szélnyírás, ez „húzóerőként” hat erre a feláramlási csatornára. Mivel a talajon nem történik olyan gyorsan a meleg, nedves levegő beáramlása a cellába, mint amilyen gyorsasággal távozik a levegő a magassági széllel, ezért a feláramlás időben szükségszerűen gyorsabbá válik a cellán belül. Viszont a függőleges gyorsulás miatt jelentőssé válik a nem hidrosztatikus nyomásadalék, így a függőleges szélnyírást hasznosító zivatarokban a feláramlási csatornában alacsonyabb lesz a nyomás.

A vertikális szélnyírás másik következménye, hogy a szélnyírás miatt meglévő horizontális tengelyű örvényesség vertikális tengelyűvé alakul, és a zivatarfelhő feláramlási csatornája körül örvénylő mozgás jön létre – a felhő forogni kezd. A forgó zivatarok egy néhány 10 km átmérőjű, miniatűr ciklont formálnak, ezt nevezzük mezociklonnak, az ilyen típusú zivatarokat pedig szupercellának.

A zivatarfelhő belsejében levő alacsony nyomás miatt létrejövő nyomási gradiens erő és a forgás keltette centripetális erő egyensúlyba kerül, ami az ilyen típusú zivatarcella többórás fennmaradását eredményezi. Természetesen gondoskodni kell a feláramló légtömeg pótlásáról is, és ez a pótlás egyre inkább csak a talajközeli rétegekből történhet, ahol a súrlódási erő megbontja a fenti egyensúlyt, lehetővé téve a beáramlást. A zivatar tehát, mint egy gigantikus porszívó, valósággal rátapad a talajra. Ez tornádó kialakulásához is vezethet.

A leépülő fázis körülbelül 30 percig tart, átmérője 8–12 kilométer. A csapadékintenzitás ebben a fázisban a leggyengébb, valamint itt már csak leáramlási zóna van. Általában a három zóna egyszerre van jelen egy felhőtömbön belül, és a haladási irányában hátul van a leépülő, míg elől a fejlődő cella (2. ábra). Csapadék csak a fejlett és leépülő fázisban van, és a fejlett fázisban az erősebb (Geresdi, 2004).

3.2. A jégreszecskek fejlődése

E részfejezet során részletes leírásra kerül a jégreszecskek különböző keletkezési, illetve növekedési folyamata.

3.2.1. A jégfázis kialakulása

A jégreszecskek, illetve a jégzemek többféleképpen is kialakulhatnak azokban a felhőkben, melyek a 0 °C-os izoterma fölé nyúlnak. Ezek a hidrometeorok széles skálán mozognak mind tömegüket, mind formájukat tekintve (4. ábra).



4. ábra. A jég szemek méretének, és alakjának különbözősége. Jobb oldalt az eddig esett legnagyobb jégdarab (1970, Coffeyville, Kansas, USA), mérete 0,75 kg, átmérője 14,4 cm (www.ucar.edu, www.steinbachweather.ca).

A túlhűlt vízcseppek homogén fagyása

A $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ alá csökkenő túlhűlt vízcseppekben véletlenszerűen jelennek meg jégkristály-kezdemények, melyek struktúrája megegyezik a jégkristályokéval. Ezek gyorsan megszűnhetnek, rövid az élettartamuk, de máshol újra kialakulhatnak. A fagyás lényegesen különbözik a kondenzációtól, mégpedig abban, hogy itt a jégfázist közvetlenül veszik körül a kiindulási fázis molekulái, és nem a vízmolekulákkal való véletlenszerű ütközés következménye a szilárd fázis növekedése. Amikor a jégkristály-kezdemény eléri a kritikus méretet, amely méret függ a hőmérséklettől, abban a pillanatban a túlhűlt vízcsepp instabillá válik, és rövid időn belül az egész vízcsepp megfagy. Ezt a kritikus méretet elérő jégkristály-kezdeményt nevezzük jégcsíranak.

A keletkező jég mennyiségét nagyban meghatározza a felhőben levő vízcseppek mérete és fagyási sebességük. Minél nagyobb egy vízcsepp, és minél lassabban hűl le, annál nagyobb arányban lesznek jelen jégcsírák a felhőben, mivel egy nagyobb cseppben nagyobb a valószínűsége, hogy olyan jégcsíra tud keletkezni, ami meghaladja a kritikus méretet. Valamint ha lassabban hűl a vízcsepp, akkor több idő van arra, hogy jégcsírák alakuljanak ki.

Ez a fajta fagyás csak nagy magasságokban játszódik le, 6–8 km felett, és nagyon alacsony hőmérsékleten, $-35\text{ }^{\circ}\text{C}$ alatt. A jégkristályok mérete μm -es nagyságrendű.

Túlhűlt vízcseppek heterogén fagyása

Azok a vízcseppek, melyeknek mm-es nagyságrendű az átmérőjük, már -5 °C körül megfágnak. Ennek az oka, hogy a légkörben jelen vannak szilárd halmazállapotú, jégképző részecskék. Ilyen anyagok például a talajszemcsék (agyag, homok), az ólomjodid, az ezüst-jodid vagy a fém-oxidok, amik a jég kristályszerkezetéhez hasonló szerkezettel rendelkeznek, ezért el tudják indítani a fagyási folyamatot magasabb hőmérsékleten is. Valamint fontos szerepe van a fagyásban a szerves aeroszoloknak is (Schnell és Vali, 1972). Két különböző fagyásról is beszélhetünk: belső valamint felszíni fagyásról.

A belső fagyás során a folyamatot azok a részecskék, illetve vízben oldhatatlan kondenzációs magvak segítik elő, amiket a vízcsepp összegyűjtött. A túlhűlt vízcseppek ilyen fajta heterogén fagyására hatással van a részecskék tulajdonsága, valamint „*a jégcsírák a vízmolekulák véletlen fluktuáció útján történő kialakulása*” is (Geresdi, 2004). A felszíni fagyás során a túlhűlt vízcsepp összeütközik a jégképző részecskével. Mikor ez az ütközés megtörténik, és a jégképző mag bekerül a vízcseppbe, azonnal aktivizálódik, és a vízcsepp megfagy.

A depozíció és a kondenzációs fagyás

A depozíció csak -20 °C -nál alacsonyabb hőmérsékleten megy végbe. Ekkor a jégkristályok a jégképző magvakra lecsapódott vízgőzből alakulnak ki. A kondenzációs fagyás magasabb hőmérsékleten megy végbe, és itt a jégképző magvakra lecsapódott vízgőz előbb egy vízréteget képez a részecskén, majd azután történik meg a fagyás.

3.2.2. A jégrészecskék növekedése

Diffúziós növekedés

A felhőkben -40 °C -nál magasabb hőmérsékleten a víz mindhárom halmazállapota megtalálható. A felhőben minden hőmérsékletre van egy olyan relatív nedvességi érték, ami a vízfelszínre vonatkoztatva telítetlen, ám a jégkristályokra vonatkoztatva telített, így a vízcsepp párolog, és ez a nedvesség a jégkristályokra csapódik le, ezért a

jégkristályok gyorsabban növekednek, mint a vízcseppek. Ennek a növekedésnek a sebessége maximuma -15 °C körül van.

Ütközéses növekedés

Ütközéses növekedés, más néven, koaguláció során egy nagyobb csepp, melyet gyűjtőrészecskének nevezünk, esés közben összegyűjti a kisebb cseppeket. Többféle variációról beszélhetünk. Itt kettőt említek:

- jégkristályok és túlhűlt vízcseppek ütközése: ha elég alacsony a levegő hőmérséklete, a jégkristállyal ütköző vízcsepp ráfagy a jégkristály felszínére. Ezt a folyamatot zúzmarásodásnak nevezzük. Több mindentől függ, hogy bekövetkezik-e az ütközés. Egyrészt függ a vízcsepp nagyságától: minél nagyobb, annál inkább megközelíti a vízcsepp határsebessége a jégkristályét, és ha ez a két sebesség közel azonos, nem tudnak ütközni. Másrészt függ a jégkristályok méretétől: csak bizonyos méret felett tudnak a vízcseppekkel ütközni. Ez a kritikus átmérő a jégkristály formájától is függ. Ha a vízcsepp mérete jóval meghaladja a jégkristály méretét, fagyás után a vízcsepp méretéhez hasonló alakú fagyott csepp jön létre.
- fagyott cseppek ütközése vízcseppekkel: ezekből alakulnak ki a legnagyobb csapadékelemek, a több centiméter átmérőjű jég szemek. A jég szemek gyors növekedése a túlhűlt vízcseppek összegyűjtésének köszönhető. Ez is több tényezőtől függ. Egyrészt a jég szemek alakjától, ugyanis minél egyenetlenebb, annál inkább módosítja a levegő lokális áramlását, így a kisebb cseppek ennek a módosulásnak következtében kitérnek a nagyobb jég szemek útjából. Az ütközés függ attól is, hogy milyen hőmérsékletű a jég szem. Mivel a túlhűlt vízcseppekkel való ütközéskor a csepp fagyása során látens hő szabadul fel, ezért az melegíti a jég szemet, így a vele ütköző vízcsepp csak részben fagy rá, a másik része lesodródik róla. Ha viszont még ennek a melegedésnek hatására is 0 °C -nál alacsonyabb marad a jég szem hőmérséklete, az egész vízcsepp ráfagy. Előbbit nedves-, utóbbit száraz növekedésnek nevezzük.

3.3. Jég szemek képződése zivatar felhőkben

Az apró vízcseppek kialakulásával kezdődik a felhőképződés. Azonban itt már a feláramlási sebesség a felhőalapnál m/s-os nagyságrendű, ennek pedig az a

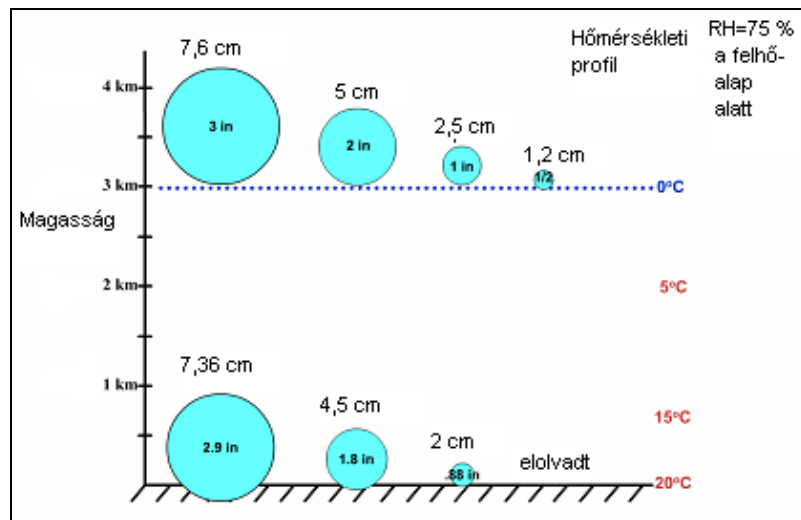
következménye, hogy ennél a felhőfajtnál az aktivizálódott kondenzációs magvak száma nagyobb, mint a többinél, és ez lényegesen befolyásolja a csapadékképződés további menetét, azt, hogy mekkora a vízcseppek koncentrációja a felhőalpnál. Kontinentális levegőben – mivel nagyobb a levegő aeroszol koncentrációja, mint az óceáni levegőben – több, de kisebb csepp képződik, melyek növekedésében a kezdeti stádiumban a kondenzáció játszik döntő szerepet. Ahogy azt már korábban is említettem, a vízcseppek $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ alatt kezdenek megfagyni, de ez a folyamat nem egyszerre megy végbe minden cseppen, hanem a méret függvényében, a nagyobbak előbb, a kisebbek később fagynak meg. A $100\text{ }\mu\text{m}$ -nél nagyobb fagyott vízcseppeket nevezzük jégzem-kezdeménynek. Ezek igen gyorsan tudnak növekedni vízcseppekkel ütközve.

Van egy másik lehetséges útja is a jégzemek kialakulásának, ami akkor játszik szerepet, amikor a kisméretű esőcseppek miatt nem tud kialakulni $100\text{ }\mu\text{m}$ -nél nagyobb túlhűlt esőcsepp. Ez a magas aeroszol koncentrációnak, valamint az alacsony vízgőztartalomnak köszönhető (a felhőalap közel van a $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ -hoz), tehát ez a fajta jégzemképződés a kontinensek felett kialakuló zivatarokban jellemző. Ebben az esetben a jégzemek a jégkristályokból alakulnak ki, amint a felhőtető $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ – $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ -os hőmérsékletű szint fölé emelkedik. Ekkor kondenzációs fagyással alakulnak ki a jégkristályok, és gyors diffúziós növekedésnek indulnak. Ahogy korábban említve lett, ennek a növekedésnek a sebességi maximuma $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ körül van. Ebben a tartományban még sok a túlhűlt vízcsepp, ezért a vízgőztartalom megfelelő a diffúziós növekedéshez, így ki tudnak alakulni $100\text{ }\mu\text{m}$ -es nagyságú jégkristályok, amik a túlhűlt esőcseppekkel ütközve fagyott cseppekké válnak. Mindemellett zúzmarásodott jégkristályok ütközése során is kialakulhatnak jégzemek, ám ezek sűrűsége ($200\text{--}500\text{ kg/m}^3$) jóval kisebb, mint a vízcseppekből kialakult jégzemeké (900 kg/m^3).

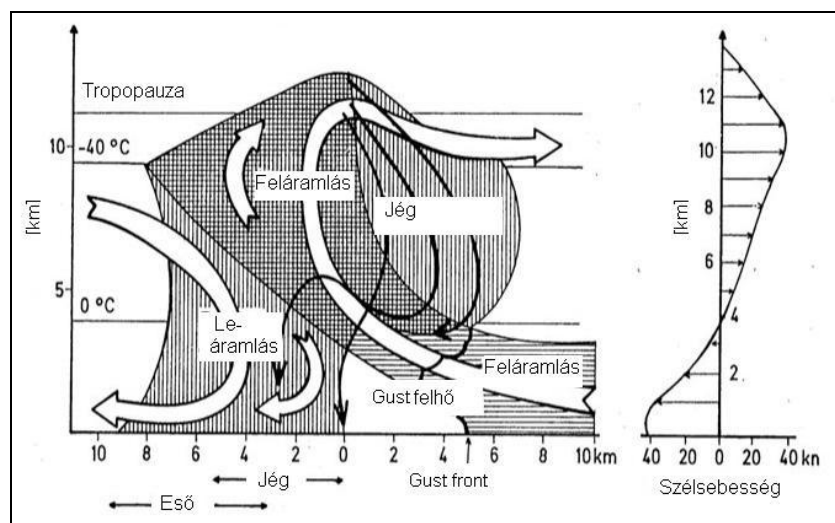
Számítógéppel végzett számítások azt mutatják, hogy a jégzemek olvadásának, valamint nedves növekedésének következtében jönnek létre azok az esőcseppek, melyek elérik a talajt (Geresdi, 2004). Így tehát kijelentetjük, hogy minden zivatarfelhőben vannak jégzemek. Az, hogy ezek elérik-e a talajt, attól függ, hogy esés közben mennyire olvadnak meg a 0°C -os szinttől a talajig (5. ábra).

A legintenzívebb zivatarok, vagyis a szupercellák esetén a feláramlás annyira erős (megfigyeltek már 50 m/s -os feláramlási sebességet is), hogy kezdetben nem tudnak nagyra megnőni a vízcseppek és a jégreszecskek. Előfordulhat, hogy a felhőalaptól még a 10 km -t megtett vízcseppek sem nőnek meg $100\text{ }\mu\text{m}$ -nél nagyobbra. Viszont egy

szupercella több órán keresztül képes fennmaradni, így a jégszemek kialakulására, és növekedésére több idő jut. A szupercella haladási irányának megfelelően az elülső oldalon gyengébb a feláramlás, mint a középső területeken (6. ábra), így az ott kialakuló jégszem-kezdemények kihullás után újra bekerülhetnek a feláramlásba. Ezek után azonban a túlhűlt vízcseppekkel ütközve rohamosan nőni kezdenek, és még esés közben is ütközhetnek további vízcseppekkel. Végül aztán a 0 °C-os szint alatti rétegben sem tudnak teljesen elolvadni. Így lehetséges, hogy akár a 10 cm-es átmérőt is elérik.



5. ábra. A jégszemek olvadása a talajig. A relatív nedvesség a felhőalap alatt 75% (Mallafré, 2008).

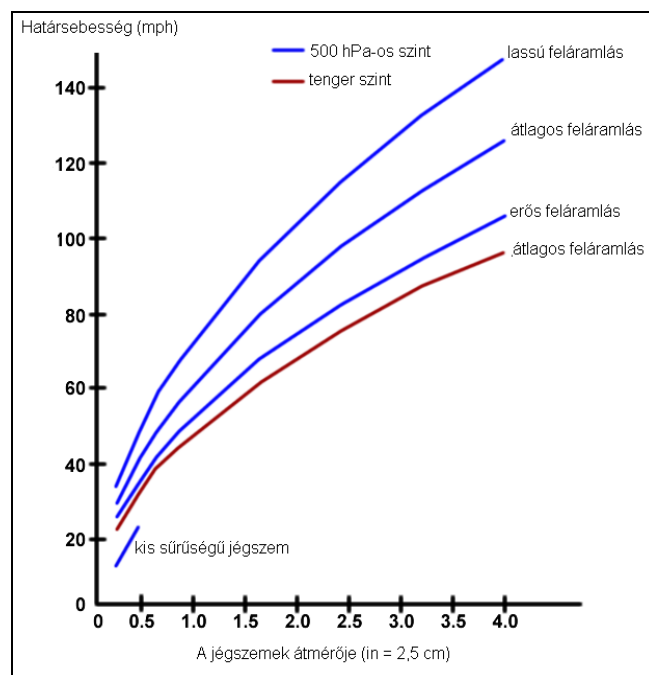


6. ábra. A szupercella menetirány szerinti elülső oldalán a kiesett jégszem-kezdemények visszakerülhetnek a feláramlási zónába (www.zamg.ac.at).

A nyári zivatarokhoz kapcsolódó jég egy kis skálájú jelenség, és gyakran csak rövid ideig tart. Egy zivatar tipikusan egy órás élettartamának csak tört része alatt produkál jeget, így a jégkárók által sújtott sáv szélessége nagyon keskeny is lehet, akár csupán néhány száz méter.

3.4. A jégzemek tulajdonságai

A jégzemek formája a gömbtől egészen a lapos alakzatig terjed. Méretük is széles skálán mozog, a néhány milliméterestől egészen a 15 cm-esig, ahogy azt már korábban is láthattuk. Opálosságukat annak köszönhetik, hogy amikor egy jégzem-kezdemény, vagy jégzem összeütközik egy túlhűlt vízcseppel, akkor az a csepp azonnal megfagy, és nem tud a jégzem felszínén szétterülni, így apró légbuborékok maradnak benne.



7. ábra. Az *x* tengelyen a jégzemek nagyságát (inch), az *y* tengelyen a határsebességet (mph) látjuk, az egyes vonalak a különböző erősségű áramlások hatását mutatják az 500 hPa-os nyomási szinten és a tengerszinten (www.wdtb.noaa.gov).

A feláramlás sebessége és a jégzem nagysága határozza meg azt a sebességet, melyet a jégzem akkor ér el, amikor a feláramlás „tolóereje” egyenlővé válik a gravitációs erővel. Ezt a sebességet határsebességnek nevezzük. A 7. ábrán láthatjuk ennek az alakulását az áramlás erősségének, a jégzemek méretének, valamint a

nyomási szintek függvényében. Az ábráról egyértelműen láthatjuk, hogy minél nagyobb egy jég szem, és minél kisebb a feláramlás által kifejtett „tolóerő”, annál nagyobb sebesség szükséges az adott jég szem fenntartásához. Nyilvánvaló az is, hogy egy azonos méretű jég szem esetén alacsony nyomású szinten nagyobb „tolóerőre” van szükség, mint a tengerszinten. A *nagy nyári jég* tömegével és magas hatarsebességével jelentős károkat tud okozni, egy potenciális veszélyforrás. Szerencsére a nagy átmérőjű, 2 cm-nél nagyobb jég szemek ritkák (Holleman, 2001). Végezetül nézzük meg, hogyan osztályozzák a jég szemeket méretük szerint az USA-ban, illetve hazánkban.

Méret alapján történő elnevezéseik USA-nban a NOAA-nál:

Megnevezés	Méret
Borsó	¼ inch (6,35 mm)
„Mothball Marble”	½ inch (12,7 mm)
10 centes	¾ inch (19,5 mm)
5 centes	7/8 inch (22,2 mm)
Ping-pong labda	1 ½ inch (38,1 mm)
Golf labda	1 ¾ inch (44,4 mm)
Tennis labda	2 ½ inch (63,5 mm)
Baseball labda	2 ¾ inch (69,85 mm)
Teás csésze	3 inch (76,2 mm)
„Pomelo”	4 inch (101,6 mm)
Softball labda	4 ½ inch (114,3 mm)

Méret alapján történő elnevezéseik a NEFELA jégeső elhárító szolgálatnál:

Megnevezés	Méret
búzaszem	3–4 mm
borsószem	5–8 mm
mogyoró	9–12 mm
cseresznye	13–18 mm
dió	19–25 mm
golf labda	26–35 mm
tenisz labda	36–50 mm

4. JÉGESŐ DETEKTÁLÁS

4.1. A detektálás fontossága

A késő tavaszi, nyári és a kora őszi időszakban hazánkban a zivatarok, különösképpen a szupercellák – amiket az utóbbi években fokozott figyelem kísér – okozzák a legnagyobb pusztítást az aszály mellett. Gondoljunk csak az erős szélre, a lezúduló nagymennyiségű csapadékra, a villámlásra vagy a jégesőre. Az alig tíz percig tartó intenzív csapadék, benne a jégeső tönkre tudja tenni a termést, a nagyobb jégszemek a vagyontárgyainkban is kárt tehetnek, autóinkban, házainkban, de komoly sérüléseket is okozhatnak a szabadban levő állatoknak, és veszélyes lehet ránk nézve is. Ahhoz, hogy védekezni tudjunk, fontos a megfelelő időben leadott pontos előrejelzés. Ezt szolgálja az OMSZ veszélyjelző rendszere is. A jégeső hatásainak számszerűsítéséhez fontos a lehullott jégszemek detektálása, amit végezhetünk terepi mérésekkel (érzékelő lapokkal), vagy pl. radarmérésekből számított jégeső intenzitás előállításával.

4.2. Radarmérésekről általánosan

A földfelszíni mérőhálózat túl ritka ahhoz, hogy megbízható adatokhoz jussunk egy mezoskálájú, vagy konvektív folyamatról, ezért szükség van radaros mérésekre is. Ezek térbeli felbontása pár száz méter, és pár perces időlépésenként szolgáltatnak információt a felhők fejlődéséről, mozgásáról, valamint a bennük levő hidrometeorok koncentrációjáról, halmazállapotáról. Általuk lehetőség nyílik a csapadékképződési folyamatok nyomon követésére is.

4.2.1. A radar működési elve és tulajdonságai

Magyarországon az Országos Meteorológiai Szolgálat üzemeltetésében három doppler radar található: Budapesten, Napkoron és Pogányváron. Ezen kívül a katonai repülőtereken és a NEFELA-nál működnek klasszikus MRL-5 időjárásradarok.

A radar működési elve, hogy impulzusokat bocsát ki, amiket mindössze csak μ s-os ideig sugároz. Azt a térfogatot, amit egy adott pillanatban besugároz, impulzus

térfogatnak nevezzük, ami mint rádióhullám terjed. Az impulzus térfogat karakterisztikus mérete a magyarországi radaroknál 300 m. A kibocsátást követően a radar átkapcsol vevő funkcióra (ms-os időtartam). A kibocsátás és a visszaverődés között eltelt idő segítségével meghatározható az adott tárgy radartól mért távolsága.

A radar azonban nem csak a visszavert jeleket veszi, hanem számos más forrásból származót is, valamint a visszavert jelek sem csak a felhő-, és csapadékelemekről verődhetnek vissza, hanem tereptárgyokról is. Az épületek és hegyek szinte minden radar reflektivitási képén ott vannak, melyek általában egy 40 kilométeres sugarú körön belül láthatók. Természetesen ezeket a jeleket – melyek intenzitása irreálisan gyorsan változik – egy matematikai algoritmus segítségével kiszűrjük. Az is előfordulhat azonban, hogy így a jó jeleket is eltávolítják. Ezzel a hibalehetőséggel mindig számolnunk kell.

Az időjárás radarok tipikusan 3–10 cm-es hullámokat bocsátanak ki. Az ezen kívüli tartományokat általában már nem használják, aminek több oka is van. Egyrészt 3 cm alatt az elnyelődés intenzív és torzult adatokat szolgáltat, esetleg „nem is lát a radar”, 10 cm felett viszont nem érzékeli a meteorológiai célokat. Magyarországon jelenleg az OMSZ doppler-radarjai 5 cm-es, a katonai és a NEFELA MRL-5 radarjai 3 cm és 10 cm hullámhosszon működnek.

4.2.2. A radaregyenlet

Az időjárás radarmérések alapegyenlete a visszavert hullám teljesítményét számolja, mely fordítottan arányos a távolság négyzetével, tehát ha nagyon messze van a tárgy, a vevőküszöb alá kerülhet. Ez a teljesítmény függ a levegőben levő elemek visszaverő képességétől, koncentrációjuktól, halmozállapotuktól, méretüktől, anyaguk dielektromos sajátosságaitól és a hőmérséklettől (*Dombai, 2007*).

$$\bar{P}_{vett} = \frac{P_I c \tau \lambda^2 G_M^2 \Theta^2}{4^5 \pi^2 2 \ln 2} \cdot \frac{\eta}{R^2},$$

ahol:

\bar{P}_{vett} : az antennára beeső elektromágneses sugárzás átlagos teljesítménye,

P_I : a kibocsátott impulzus teljesítménye,

c : az elektromágneses sugárzás sebessége (a fénysebesség),

τ : a kibocsátott impulzus időtartama,

G_M : az antenna maximális nyeresége,

R : a cél távolsága,

η : reflexiós tényező,

θ : a főnyaláb szélessége.

Attól függően, hogy milyen közegre van optimalizálva a radar, beszélhetünk mikroturbulenciák mérésére szolgáló radarról, valamint időjárásiradarról. Az időjárásiradar részecskékre, illetve hirdometeorokra van optimalizálva. A radar a reflektivitási tényezőt (Z) méri. Mértékegysége: dBZ, ami egy geometriai paraméter, a részecskék méret szerinti eloszlásából származtatva (*Dombai, 2007*):

$$Z = V^{-1} \sum D_i^6,$$

ahol: V a besugárzott térfogat, D a vízcseppek átmérője.

Különböző reflektivitási értékek különböző méretű és koncentrációjú csapadékelemekre utalnak. A 0 és 10 dBZ közötti érték gyenge intenzitású esőt vagy havat jelent, ahol már 50 μm -es csapadékelemek is jelen vannak. 10 dBZ és 30 dBZ között közepes intenzitású eső vagy hó, 30 dBZ és 55 dBZ között nagy intenzitású eső vagy závorszerű csapadék hull, míg 55 dBZ feletti intenzitás már jégszemek jelenlétét jelzi (*Geresdi, 2004*). Ebből számolunk csapadékintenzitást (mm/h) egy empirikus összefüggés alapján, ami a radarmérések és a hagyományos csapadékmérő adatai közötti korrelációs kapcsolat feltárásán alapul. Egy regressziós összefüggésről van szó. A radarok által mérhető legkisebb intenzitás a 0,1 mm/h. Nagyobb intenzitások esetén megfigyelték, hogy a csapadékelemek koncentrációja, és méret szerinti eloszlása egy-egy csapadékszónán belül is nagyságrendeket képes változni rövid idő alatt (*Waldvogel, 1974*), így a reflektivitásból csak nagyfokú bizonytalanság mellett becsülhetjük meg a csapadék típusát és pillanatnyi mennyiségét.

4.2.3. Doppler-mérések:

E mérés technika lényege, hogy meghatározzuk a visszavert jel frekvenciamódosulását a kibocsátottal szemben. Ebből a különbségből kiszámítható a visszaverő tárgy sebessége, tehát a frekvenciamódosulás függ attól, hogy a tárgy hogyan mozog. Napjainkban a radarok 80–90%-ban már Doppler-mérésre is alkalmasak, ami a következő előnyöket jelenti:

- sugárirányú (radiális) sebességkomponenst tud mérni,
- egy kúpfelületen mér,
- alkalmas szélnyírás mérésére, szélprofil készítésére,
- a mért eredményekre sinus hullám illeszthető. Ennek amplitúdója a sebesség, a fázisszöge pedig a szélirány.
- kiszűri a talajcél. (A Doppler-radar egy jól meghatározott frekvencia-eloszlást alkalmaz, az ennél kisebb eloszlásúakat, melybe a talajcélok is beleesnek, kiszűri.)
- alkalmas a szupercellák meghatározására – forgó, valamint konvergens és divergens áramlási mezők elkülönítésére.

4.2.4. A Magyarországi radarok és az EDGE szoftver

A radar hatótávolsága 250 km. Tovább nem lenne érdemes mérni a Föld görbülete miatt sem, mindemellett a radarmérések nem párhuzamosak a földfelszínnel, hanem egy bizonyos fokban felfelé sugároznak, így egy idő után a felhők felett terjed tovább a kibocsátott hullám. A radarimpulzus teljesítménye ~250 kW. Azért szükséges ekkora teljesítmény, mert a meteorológiai elemeknek gyenge a visszaverő képességük.

A frekvenciája 5,6 GHz. Ez a frekvencia már erősen káros az egészségre, ezért a kibocsátott elektromágneses hullámot fókuszálják, hogy a szóródást minimálisra csökkentsék. Valamint megfelelő magasságra helyezik a radart, hogy a sugárzás a házak felett haladjon el.

Az impulzus-ismétlési frekvencia 300–2000 Hz. Minél távolabbi elemeket mérünk, annál kisebb impulzus-ismétlési frekvencia használható. A radar egy tárgy távolságát a kibocsátott és vett jel között eltelt időtartam alapján méri, de ha sok a kibocsátott jel, megtörténhet, hogy a vett jelet nem a megfelelő kibocsátott jelhez viszonyítja, így a tárgyat közelebb mutatja a radarhoz, mint az valójában van. A szélmérésnél viszont

minél több jelet bocsátunk ki, annál pontosabb a mérés. – Ezt nevezzük Doppler-dilemmának.

A Magyarországon található három Doppler-radar mindegyike rendelkezik az EDGE (Enterprise Doppler Graphics Environment) nevű szoftverrel. Ez a program különböző leszármaztatott meteorológiai paramétereket állít elő a mért radaradatok alapján, de vannak hidrológiában és a repülés-meteorológiában alkalmazható mennyiségek is. A program tartalmaz olyan képi megjelenítéseket is, melyek a veszélyes időjárási események felismerését segítik (gust front, mezociklon, vagy tornádó detektálás, a jég-valószínűség kiszámítása, *EDGE*, 2007).

A standard produktumok:

- PPI (Plan-position indicator): a kúpfelületen történő mérés síkra való kiterítése,
- CAPPI: horizontális metszet indikátor,
- RHI: vertikális metszet indikátor,
- BASE: felszíni eső intenzitás,
- HMAXZ: maximum reflektivitás magassága (változtatható küszöbértékkel),
- CMAX: maximális reflektivitás,
- VIL: vertikálisan integrált víztartalom,
- VIR: vertikálisan integrált reflektivitás,
- EBASE: legkisebb reflektivitás magassága,
- ETOPS: legnagyobb reflektivitás magassága,
- ACM: csapadékösszeg,
- VVP: szélsébség mérés.

A veszélyes időjárási helyzetre vonatkozó produktumok:

- ALERT: figyelmeztetés veszélyes időjárási helyzetről,
- MVVP/TVAD: határrétegbeni szél/ szélsébség és szélirány,
- TRACK/VECTOR: zivatar-azonosítás és követés,
- HAIL: kettős-polarizációval történő jégdetektálás,
- HAILP: jég-valószínűség,
- GUST: gust front, mezociklon és tornádó detektálás.

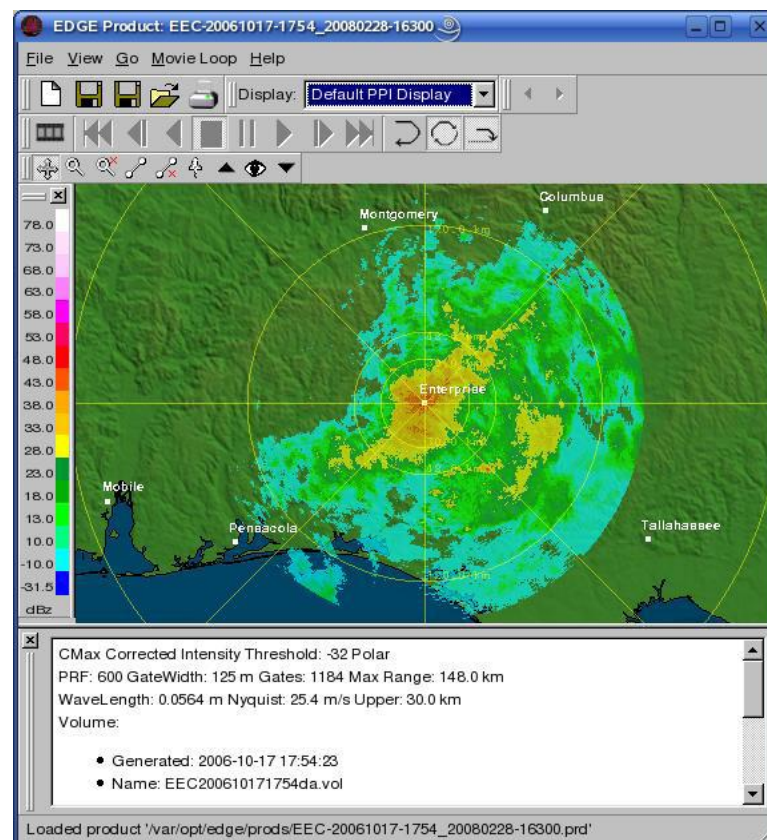
4.3. Radaros jégdetektálási módszerek

E fejezetben a Doppler-radaros jégdetektálási módszerek elvi alapjait mutatom be, majd a fejezetet a jég-valószínűség meghatározásával zárom, megadva a későbbi vizsgálatokhoz szükséges elméleti alapokat.

Nézzük a leggyakrabban használt jégdetektálási eljárásokat!

4.3.0. Maximum reflektivitás

Az egyik legelterjedtebb módja a jég jelenlétének megbecslésére a maximum reflektivitás, melynél az 55 dBZ a riasztási küszöbérték. Az EDGE-szoftver egy háromdimenziós mérésből kétdimenziós képet készít úgy, hogy a mérés időpontjában az adott helyre, a mérés helye feletti legmagasabb reflektivitási értéket teszi. Így egy lényegesen egyszerűbb képet (8. ábra) kapunk arról, hogy mekkora reflektivitási értékek vannak az egyes mérési pontok felett.



8. ábra. Az EDGE Maximum reflektivitás produktuma (EDGE, 2007).

4.3.1. Kettős hullámpolarizáció alkalmazása:

A módszer lényege, hogy a hidrometeorok hatással vannak a radar által kibocsátott (már eleve polarizált) elektromágneses sugárzás polarizációs tulajdonságaira, így azokból következtethetünk jelenlétükre a vizsgált térrészben.

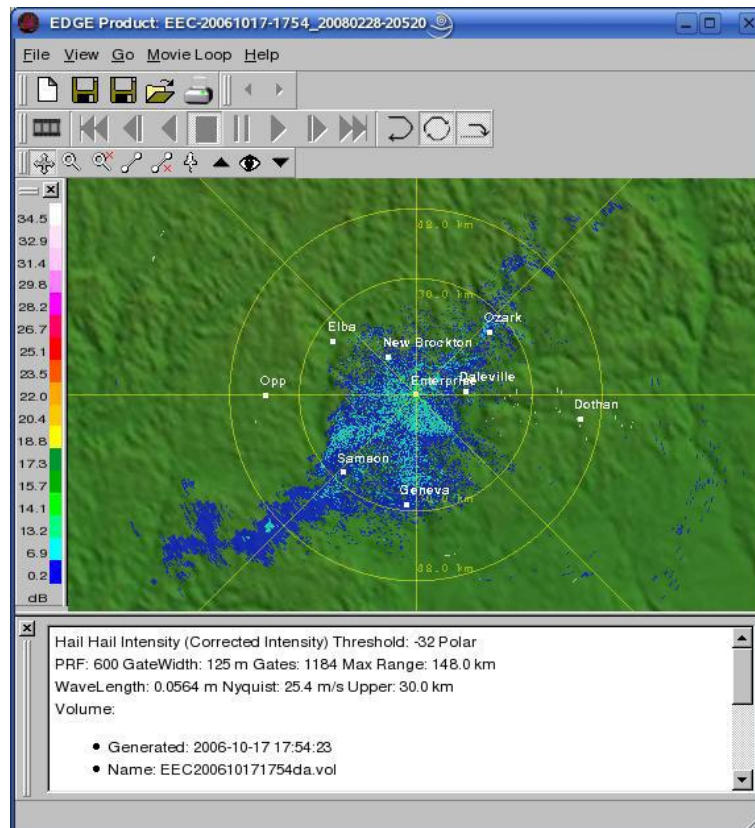
Hogy milyen polarizációról beszélünk, azt az elektromágneses sugárzás rezgésének síkja határozza meg. A polarizáció lehet:

- vertikális (az elektromos térerősségvektor körbe forog a terjedés irányára merőlegesen, ilyenkor egy csavarvonalat ír le),
- horizontális (lineárisan polarizált sugárzást bocsát ki az antenna, két egymásra merőleges síkban).

$$Z_{DR}(\text{dBZ}) = 10 * 10 \log(Z_H / Z_V)$$

A Z_H (horizontális) és a Z_V (vertikális) aránya a differenciális reflektivitás, amit Z_{DR} -rel jelölünk. Esőcseppek esetén ez a Z_{DR} mindig pozitív, és erősen függ a Z_H -tól, a cseppek lapultsága miatt. Értéke általában 0 és 4 dBZ között változik, míg jégszemek esetén közel 0 dBZ.

Ahogy korábban említésre került, az EDGE képes előállítani ilyen produktumot, ám a szoftver erről szóló leírása meglehetősen hiányos. Alapvető információkat nem tartalmaz, mint például azt sem, hogy a képi megjelenítés során mire vonatkozó értékeket ábrázol. Ugyanis az egyértelműen kiderült, hogy nem a reflektivitási különbséget jeleníti meg, hanem valami egészen mást (9. ábra), amiről nem ad leírást. Valamint semmiféle referenciával nem rendelkezik ez a produktum. Emiatt esett a választásom a Jég-valószínűség produktumra.



9. ábra. Az EDGE által előállított Jég produktum (EDGE, 2007).

4.3.2. A CAPPI-módszer

Több olyan módszert is kifejlesztettek, melyek során csupán konvencionális radarméréseket alkalmaznak (mint pl. a hazai MRL-5 radarok). Ilyen például a CAPPI (Constant Altitude Plan-Position Indicator), horizontális metszet indikátor, azaz a horizontális felülettel párhuzamosan készült metszet elemzése, amit egy konstans magasságon – 0,8 km-en készít. Ezen a konstans szinten mért reflektivitás alapján becsüli meg a jég valószínűségét.

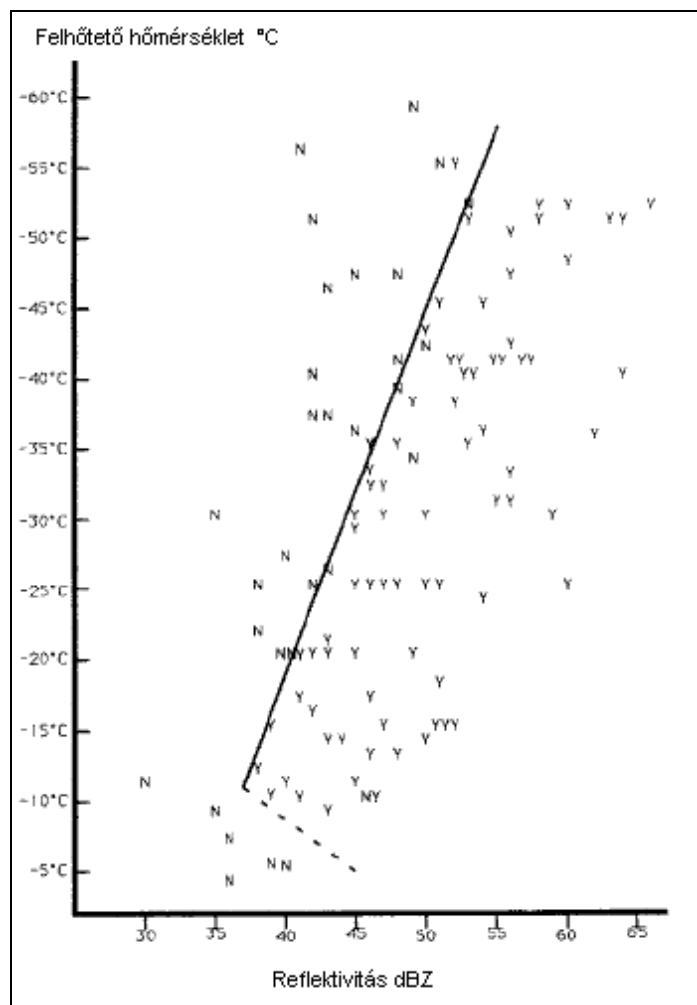
Mivel a reflektivitás „drámaian növekszik” a részecskék átmérőjének növekedésével, ezért a 10 mm-nél nagyobb jégzemek már olyan reflektivitást adnak, melyek nem lehetségesek esőcseppek esetén, azok átmérője ugyanis nem lehet nagyobb 6,5 mm-nél (Holleman, 2001). Mason (1971) az 55 dBZ-t javasolta küszöbértéknek a jégeső és a heves eső megkülönböztetésére.

Ezt a produktumot szintén tartalmazza az EDGE-szoftver.

4.3.3. Auer módszere

Auer (1994) nem bízott meg csupán az alacsony szintű reflektivitásban, hanem ezt összekapcsolta a felhőtető hőmérséklettel, aminek meghatározásához a Meteosat műhold infravörös tartományban készült méréseit használta fel. Ő is arra törekedett, hogy a heves esőt megkülönböztesse a jégesőtől. Eredményeit a 10. ábra szemlélteti a reflektivitás, illetve a felhőtető hőmérséklet függvényében.

Láthatjuk, hogy Auer (1994) módszerét alkalmazva a riasztási küszöbérték 36 dBZ és 53 dBZ közé esik, melyek a -11°C és -55°C közötti tartományban vannak. A kutatások szerint ez a kombinált radaros-műholdas eljárás megbízhatóbbnak bizonyult a CAPPI-módszernél.



10. ábra. Heves eső (N) és a jégeső (Y) a reflektivitás és a felhőtető hőmérséklete függvényében (Auer, 1994).

4.3.4. NEXRAD algoritmusok

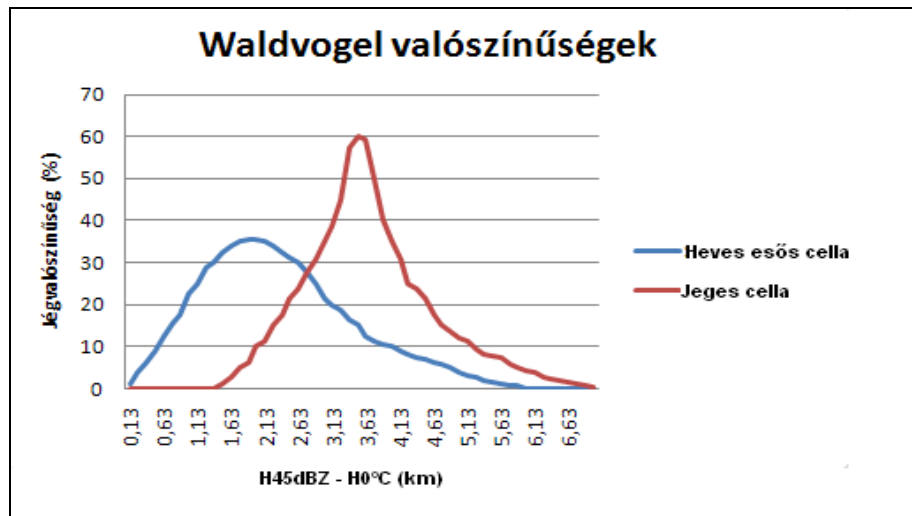
A NEXRAD (**N**ext-generation **R**adar) az amerikaiak radarhálózata, aminek radarjai már Doppler-mérésekre is alkalmasak. Több ilyen mérésekhez kapcsolódó módszert is kifejlesztettek már, de az eredetit *Petrocchi* (1982) dolgozta ki, ami során hét különböző jégindikátort kombinált össze. Ezek közül a legfontosabb az 50 dBZ-s vagy annál nagyobb reflektivitási mag jelenléte az 5–12 km-es rétegben, valamint az, hogy legyenek olyan *echotop*-ok (radar-visszaverődések), melyek 8 km felett vannak. Természetesen a hét kritérium között vannak közép-szintre (2–6 km) vonatkozóak is. Az általa kiválasztott hét indikátort egy indikátorba kombinálta össze különböző súlyozással, aminek lehetséges kimenete: jég, valószínűleg jég, nem jég vagy hibás adat volt.

Ezt a meglehetősen bonyolult módszert *Witt et al.* (1998) fejlesztette tovább. *Waldvogel* (1974) korábbi eredményeit felhasználva jég-valószínűségeket számolt.

A Waldvogel-módszer

Waldvogel et al. (1979) cikkében vizsgálták először a 0 °C izoterma magasságának, valamint a 45 dBZ-s reflektivitás magasságának kapcsolatát, és korrelációt találtak e két mennyiség között. A két magasság különbségéből meghatározható az eső, illetve a jég jelenlétének a valószínűsége egy adott cellában (*11. ábra*).

Amint látjuk, akkor jelenik meg először jég-valószínűség, amikor ez a magasságkülönbség eléri az 1,4 km-t. Ettől kezdve a jég-valószínűség rohamosan növekedni kezd, míg az esőé 2 km-es magasságkülönbség felett erős csökkenésnek indul. A 6 km-es értéknél történik egy újabb komolyabb változás, itt már 0% lesz az eső valószínűsége, így a jégé 100%. Ahogy azt a függvény menetéből láthatjuk, a jég valószínűsége nagyfokú érzékenységet mutat a magasságkülönbség változására, ami érthető, hiszen a 45 dBZ-s reflektivitás magassága erős ottani feláramlásra utal. Minél magasabban van a feláramlás centruma a 0 °C izoterma felett, annál erősebb jégképződést tapasztalunk.



11. ábra. Waldvogel-féle valószínűségek heves esős, illetve jeges cellákra a H 45dBZ és a 0 °C magasság különbségének a függvényében (Waldvogel et al., 1979).

A Waldvogel-módszernél tehát fontos, hogy pontosan megállapítsuk az olvadási szint magasságát, amit Waldvogel az 1970-es években rádiószondás adatokból nyert. Bár sok módszer felhasználja a 0 °C-os izoterma magasságát, ezt az adatot általában konstansnak, 3 km-nek veszik. Ebben a módszerben azonban száz méteres hiba is jelentősen módosíthatja a jég-valószínűség értékét. A legoptimálisabb riasztási küszöbértéknek a tesztelések során az 1,75 km-es különbséget állapították meg.

4.3.5. Vertikálisan integrált víztartalom (VIL)

Ezt a módszert Greene és Clark (1972) fejlesztette ki. Lényege, hogy első lépésként a reflektivitást átkonvertálják folyékony víztartalommal az M (g/m^3) és a Z (mm^6/m^3) közötti szemi-empirikus kapcsolatot felhasználva, mely a következő:

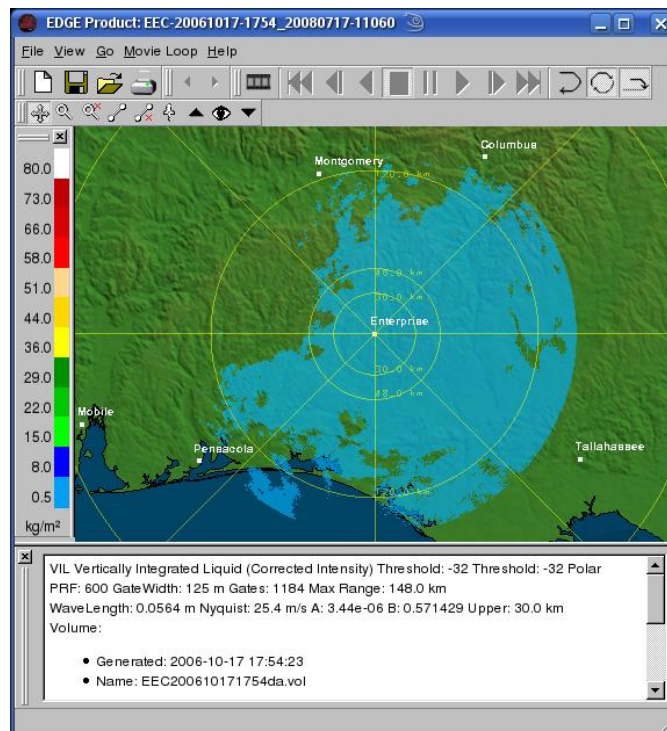
$$M = 3,44 * 10^{-3} Z^{4/7}$$

Majd az így kiszámolt víztartalmat vertikálisan integrálják, aminek végeredményeként a VIL a kg/m^2 mértékegységet kapja. A háromdimenziós radar adatokat végül egy síkra levetítve kapjuk meg.

A VIL magas értékei jól mutatják a heves zivatarokat, illetve a jegesőt, bár nincs megegyezés a küszöbértéket illetően. Annyi bizonyos, hogy sztratiform felhőzet esetén

a VIL igen ritkán haladja meg a 10 kg/m^2 -es értéket, ám jég esetén nehéz ezt az értéket meghatározni. Az Egyesült Államokban gyakran teszik azt, hogy a nap első jégesőjénél mért VIL-t választják az aznapi riasztási küszöbnek, ami így napról napra változik (Lenning *et al.*, 1998).

Ezt a produktumot (12. ábra) szintén elő tudja állítani az EDGE-szoftver, ami a későbbiekben fontos lesz számunkra.



12. ábra. Az EDGE VIL produktuma (EDGE, 2007)

4.3.6. VIL-sűrűség

Annak érdekében, hogy megoldódjon a VIL küszöbérték problémája Amburn és Wolf (1997) megpróbálta úgy meghatározni ezt az értéket, hogy felhasználta hozzá egy kiválasztott reflektivitás érték – például a 7 dBZ – magasságát. A kiválasztott érték olyan megfigyelések eredménye, amikor a nagy reflektivitással rendelkező zivatarok nem produkáltak jeget, a kis reflektivitású zivatarok viszont igen. A VIL_{sűrűség} ezen érték alapján a következőképpen lett definiálva:

$$\text{VIL}_{\text{sűrűség}} = \text{VIL} / H_{\text{top}}$$

ahol a $VIL_{sűrűség}$ -et g/m^3 -ben kapjuk meg. *Amburn* és *Wolf* (1997) a küszöbértéket $3,5 g/m^3$ -nél határozta meg, ám későbbi kutatások során kiderült, hogy ez az univerzális küszöbérték mégsem olyan megbízható. *Edwards* és *Thompson* (1998) észrevette, hogy a már $43 kg/m^2$ (ami megfelel a $3,5 g/m^3$ -es $VIL_{sűrűség}$ -nek) körüli VIL értékek, melyek során jégeső is volt, függetlenek az echotop-ok magasságától, így a problémát továbbra sem sikerült megbízhatóan megoldani.

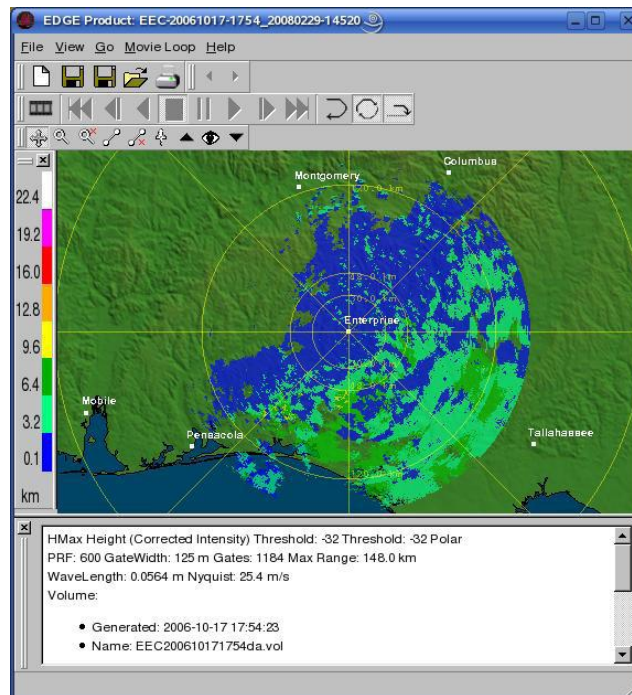
Összefoglalás

A fent említett módszerek közül a CAPPI, az *Auer*, az eredeti NEXRAD, a *Waldvogel*, a VIL, valamint a $VIL_{sűrűség}$ is tesztelésre került Hollandiában (*Holleman*, 2001). Ez az ország talán az egyik legalkalmasabb hely a különféle módszerek összehasonlító vizsgálatára, mivel ott jelentős a megművelt földterületek aránya, így a jégesős helyzetek nagy százaléka feljegyzésre kerül. Ez elengedhetetlen feltétele a verifikációnak.

Holleman (2001) az 1999-es és 2000-es nyarat vette vizsgálat alá, ami során a verifikációs adatokat nem csupán a szinoptikus állomások észleléseiből gyűjtötte össze, hanem segítséget kért különféle mezőgazdasági szervezetektől, valamint biztosító társaságoktól is. A jól felépített adatbázis segítségével lehetővé vált a fenti módszerek tesztelése. Jégdetektálásra *Waldvogel* módszere bizonyult a legjobbnak. Ezért is választottam ezt a módszert a magyarországi radaradatok feldolgozásánál használt EDGE-szoftver által előállított jég-valószínűségek összehasonlító vizsgálatára.

4.3.7. Maximum reflektivitás magassága

A *Waldvogel*-módszer nincs beépítve az EDGE produktumai közé, de az ehhez szükséges 45 dBZ-s reflektivitás magassága előállítható a szoftver segítségével. Ahogy korábban a felsorolásban szerepelt, az EDGE tartalmaz egy Maximum reflektivitás magassága (HMAXZ) nevű produktumot (*13. ábra*), ami kilométerben visszaadja annak a reflektivitási értéknek a tengerszint feletti magasságát, amit mi küszöbértékként megadunk a programnak.



13. ábra. Az EDGE Maximum reflektivitás magassága produktuma (EDGE, 2007).

4.3.8. Jég- valósínűség

Az EDGE-szoftver ezen produktuma (14. ábra) a *Kitzmilller* (1993) által kifejlesztett algoritmust használja, melynek egyes tényezői statisztikai úton lettek kiválasztva. *Kitzmilller*, a kutatása során, mely az 1985-1991-es időszakra terjedt ki, nagyon sok zivataros körülményre vonatkozó indikátort megvizsgált úgy, hogy az egyes indikátorokat kettesével összekombinálta minden lehetséges párosítással. Majd ezek közül kiválasztotta azokat, melyek a statisztika alapján a leginkább befolyásolták a jég-valósínűséget. Ezek a tagok a következők lettek: a VIL (a későbbiekben látni fogjuk, hogy a valószínűség erősen függ tőle), az 500 hPa-os szinten fújó szél nyugatias (u) komponense, az olvadási szint magassága, valamint a talaj és az 500 hPa-os szint közötti átlagos relatív nedvesség, mindezek már kisebb súlyozással. E tényezők felhasználásával a számítási algoritmus, ami százalékban adja meg a 2 cm-nél nagyobb jégzemek jelenlétének valószínűségét:

$$HP = 18,5 + (0,0249)V^2 - (0,00397)VH_{\text{melt}} + (0,837)V + (0,453)U_{500\text{hPa}} - (0,198)RH_{500\text{hPa}}$$

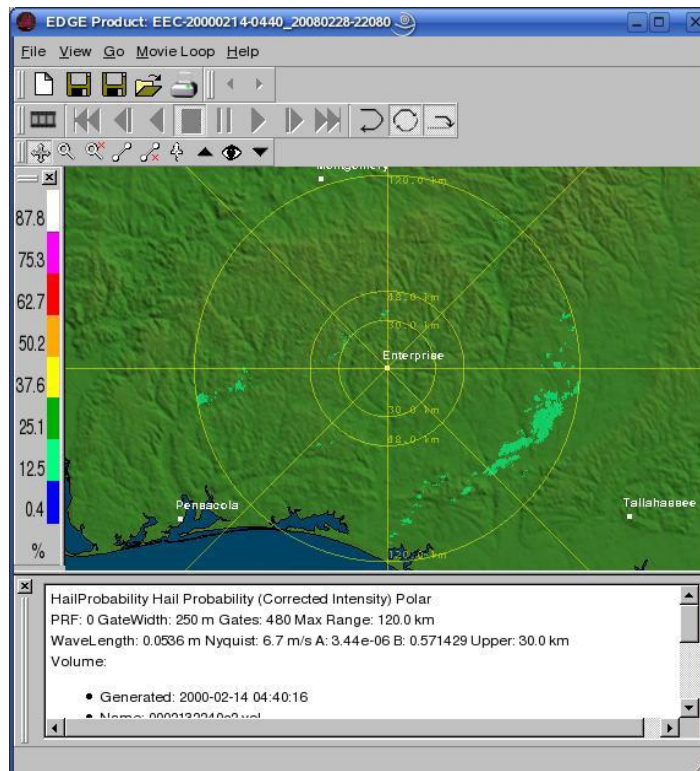
ahol: HP: a jég-valósínűség (%) (hail probability)

V: VIL (kg/m^2)

H_{melt} : 0°C izoterma magassága (km)

$U_{500\text{hPa}}$: 500 hPa-on a szél nyugatias (u) komponensének sebessége (m/s)

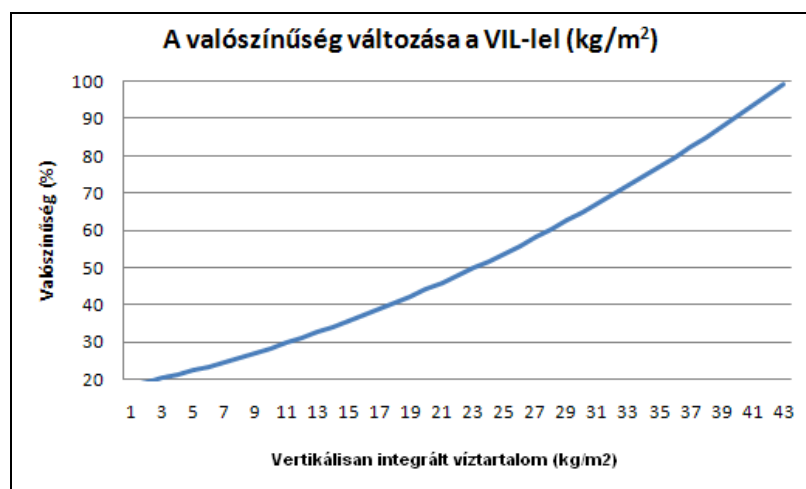
$RH_{500\text{hPa}}$: átlagos relatív nedvesség a talaj és az 500 hPa-os szint között (%)



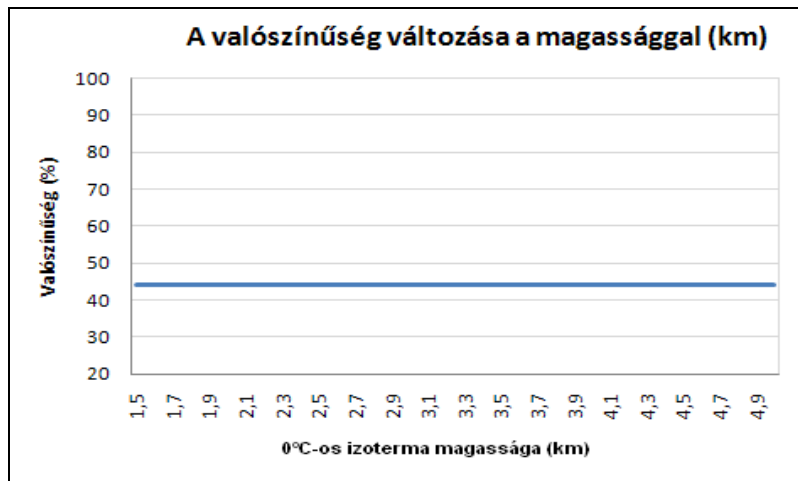
14. ábra. Az EDGE Jég-valószínűség produktuma (EDGE, 2007)

Érzékenység vizsgálat

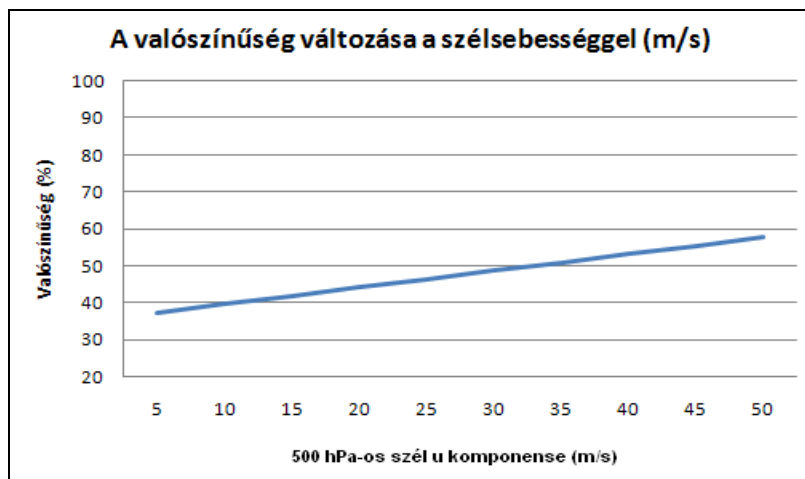
Az egyes tagok vizsgálata során a többi tag átlagos értékeivel számoltam. A VIL-t 20 kg/m^2 -nek, a 0°C -os izoterma magasságát 3 km-nek, a szélességet 20 m/s -nak, a relatív nedvességet pedig 50%-nak vettem. Az így kapott eredmények a 15–18. ábrán láthatók.



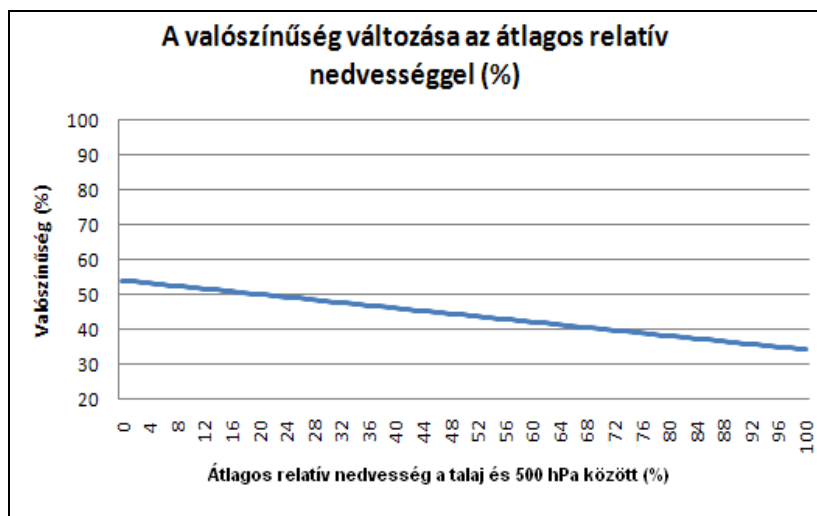
15. ábra. A jég-valószínűségének változása a VIL függvényében.



16. ábra. A jég-valószínűség változása a 0°C-os izoterma magasságának függvényében.



17. ábra. a jég-valószínűség változása az 500 hPa-os szél u komponensének függvényében.



18. ábra. A jég-valószínűség változása az átlagos relatív nedvesség függvényében.

Amint azt láthatjuk, a jég-valószínűség leginkább a VII-re érzékeny, főként ez határozza meg annak értékét. Valamint akárcsak *Waldvogel* módszere, a *Kitzmilller* által alkalmazott algoritmus is figyelembe veszi az olvadási szint magasságát, de ezt vehetjük konstansnak is, mivel alig pár tizedes értéket változtat a jég-valószínűségen. Ezzel szemben az 500 hPa-os nyugatias szélkomponens függvényében történő változás már észrevehető, és a két érték egyenesen arányos egymással.

A 18. ábrán az átlagos relatív nedvesség növekedéséből adódó jég-valószínűség csökkenést láthatjuk, ami a jég szemek diffúziós növekedését jelenti az egyenletben. Ahogy már korábban szó volt erről, minden hőmérséklethez tartozik egy olyan relatív nedvességi érték, ami a vízcseppekre nézve még telítetlen, de a jég szemekre nézve már telített, így a vízcseppek párolgásával növekedhetnek a jég szemek.

Az egyenlet érdekessége, hogy ha nullának vesszük mind az 500 hPa-os szél u komponensének sebességét, mind az átlagos relatív nedvességet, akkor is 20% a valószínűsége a jégnek, ami teljességgel lehetetlen, mivel 0 %-os relatív nedvesség mellett felhő sem alakul ki. Ez a valószínűség abban az esetben csökken, ha a relatív nedvességet növeljük, tekintettel a fordított arányosságra, ám ekkor nagyon magas RHU mellett már negatív értéket is felvesz a jég-valószínűség. Valamint ennek ellenkezője is megvalósul, amikor olyan értéket vesznek fel a tagok, hogy a valószínűség meghaladja a 100%-ot. A fentiek alapján némi kétség merül fel a módszer használhatóságát illetően.

Természetesen meg kell vizsgálnunk azt is, hogy milyen körülmények fordulhatnak elő a valóságban, és ennek fényében is tanulmányoznunk kell ezt az egyenletet. A nagyon magas átlagos relatív nedvesség, ami alatt a 95% felettieket értem, a gyakorlatban nem valósulhat meg az 500 hPa-ig terjedő 5,5 km-es rétegben, így nem vesz fel negatív értéket a jég-valószínűség. Ennek ellenkezője viszont megvalósulhat, mert lehetséges, hogy az egyes tagok reális értékei mellett az egyenlet végeredménye meghaladja a 100%-ot.

5. FELHASZNÁLT ADATOK

5.1. A vizgálathoz felhasznált adatok

A fent kiválasztott két jég-valószínűség számításához (*Waldvogel*-módszer és az általunk alkalmazott *EDGE*-szoftver) szükséges adatokat a budapesti rádiószondás felszállásokból nyertem. Az adatbázis szerkezetét szemlélteti az *1. táblázat*.

A mérés időpontja	Magasság [m]	Légnyomás [hPa]	Hőmérséklet [°C]	relatív-nedvesség [%]	harmat-pont [°C]	szél-irány [°]	szél-sebesség [m/s]
0	140	991,8	20,6	60	12,5	277	6
15	217	983,1	19,8	61	12,1	263	4,9
30	303	973,3	19	64	12	257	6,5
45	366	966,2	18,9	55	9,6	251	8
..
..

1. táblázat. Budapesti (12843) rádiószonda adatok.

Az adatokat excelben dolgoztam fel, ahol kiszámoltam a relatív nedvesség átlagát a talaj és 500 hPa között, a szélesség u komponensét, valamint kikerestem a 0 °C-os izoterma magasságát. A vizsgált napok során 0 és 12 UTC-kor elindított felszállásokból mindig a jégesemény előtti használtam fel, tekintettel arra, hogy ha jelenleg operatívan működne a módszer, akkor az állna rendelkezésre.

A *Waldvogel*-módszernél azonban már mind a jégesemény előtti, mind az azt követő rádiószondás felszállás adatait felhasználtam, tekintettel arra, hogy a módszer nagyfokú érzékenységet mutat az olvadási szint magasságának változására. (Ennek operatív munkába történő bevezetése szükségessé tenné a modell outputok használatát).

Következő lépésben a pestszentlőrinci radar adataival működő *EDGE*-szoftver segítségével elkészítettük magát a jég-valószínűség produktumot, és a *VIL*-t, hogy a későbbiekben ellenőrizni tudjam, a szoftver valóban megbízhatóan számolta-e a jég-valószínűséget az egyenlet alapján, valamint a 45 dBZ-s reflektivitás magasságát a *Waldvogel*-módszerhez. Mindezek mellett kiszámítottuk a maximum reflektivitás értékeit is, hogy megvizsgálhassam, mennyire megbízható az 55 dBZ-s határ, ami felett már jégesőről beszélünk. A produktumok nem a teljes napra készültek, hanem arra a néhány órára – 15 perces időlépcsővel –, ami magában foglalta a zivatartevékenységet.

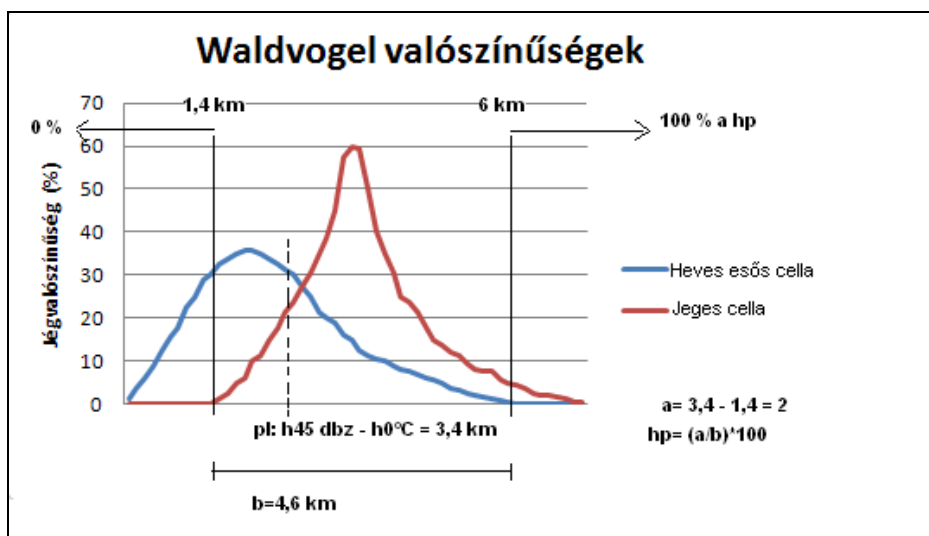
Az előállított adatsorok 256 KB-os bináris fájlformátumban vannak tárolva, melyek egy 512 x 512 pixeles mezőt rajzolnak ki. Minden pixel 0 és 255 közötti értéket vesz fel.

A további munkához IDL (Interactive Data Language) programokat készítettem. Ez a programnyelv alkalmas C jellegű elemző programok készítésére, valamint interaktív elemzésekre a rendelkezésre álló szubrutin könyvtárak és a jól kezelhető fejlesztői környezet felhasználásával. Az így készített programok alkalmasak nagytömegű, mezőbe rendezhető adatok megjelenítésére, valamint azok elemzésére (Dombai, 2007).

Az IDL programok segítségével első lépésként az OMSZ-tól kapott leírás segítségével az egyes pixeleken levő bináris értékeket átszámoltam valós, a tagok mértékegységének megfelelő értékekre. Ezután készítettem egy újabb programot, ami a jég-valószínűségi egyenlettel – a beolvasott VIL-t tartalmazó fájljal, valamint az általam megadott excelben előkészített értékekkel – kiszámolta az egyes pixelekre a jég-valószínűséget, és megjelenítette azokat. Ez összevetésre került az EDGE-szoftver által kiszámolt jég-valószínűségekkel.

A *Waldvogel*-módszer esetén egy fokkal bonyolultabb volt az eljárás. Egy program keretében először kiszűrtem azokat a 45 dBZ-s reflektivitás magasság értékeket, amik kisebbek, vagy egyenlők voltak az éppen adott olvadási szint magasságával, mivel esetünkben a mínusz előjeles, és a 0-val egyenlő értékek nem számítottak.

Ezt követően került meghatározásra a jégre vonatkozó valószínűségi érték, hiszen ahogy azt a módszer bemutatásánál láthattuk, az egyes különbségekhez nem csak jégre, hanem heves esőre vonatkozó százalékok is vannak. Szükség volt tehát e két valószínűség együttes ismeretére, ezt figyelembe véve készíthető el a jégre vonatkozó százalékos valószínűség. Az eljárás menetét a 19. ábra szemlélteti. Az 1,4 km-es különbség alatti értékeket (a 0 °C izoterma magasság és a 45 dBZ-s reflektivitás magasság eltérése) egyértelműen 0%-nak vettem, míg a 6 km-es különbség felettieket 100%-nak, mivel ott már 0% a valószínűsége az esőnek. A kettő közötti értéket a 19. ábrán látható módon határoztam meg, vagyis vettem a 1,4 km és a 6 km közötti távolságot (b), valamint az éppen kiszámolt magasságkülönbséget, melynek meghatároztam a 0%-tól vett távolságát (a). E kettő hányadosát megszorozva 100-zal megkaptam a jég-valószínűséget, ami így most már 0 és 100 közötti értékeket vett fel. Miután az IDL-ben írt program ezt kiszámolta, erről a paraméterről is elkészültek a képek.



19. ábra. A Waldvogel-módszerrel számolt valószínűségek meghatározása.

A továbbiakban a képek számának csökkentése érdekében az egy alkalomra vonatkozó negyedórás időpontokat egy képre tettem, amin így folyamatában láthatjuk a valószínűségek alakulását. Mindezek mellett a maximum reflektivitás, és a VIL is megjelenítésre kerültek.

5.2. Verifikációs adatok

Sajnálatos módon az OMSZ INDA rendszerében nincs nyilvántartás a hazai jégesőkről, így a verifikációs adatok egy részének összegyűjtése internetes források alapján történt. Nagy része azonban a pécsi jégeső elhárító szolgálat (NEFELA Egyesülés) munkája, melynek tagjai a beavatkozások irányítása mellett a Dél-Dunántúlon végeznek jégeső észlelést. Az általuk vezetett észlelési napló a következő információkat tartalmazza:

- év, hó, nap,
- óra, perctől – óra, percre formában, hogy mettől, meddig hullott jég,
- a jégszemek átlagos mérete, és a legnagyobb jégszem mérete mm-ben,
- becslés arra vonatkozóan, hogy körülbelül hány darab jégszem esett 1 m²-re,
- egyidőben esett-e eső is, vagy csak jég szárazon.

A NEFELA Egyesülés a másoktól kapott információkat is feljegyzi, így részletes adatbázisuk van a jégesős eseményekről.

A másik fő adatforrásom a www.idokep.hu Percről-percre rovata volt, ahol az egyes zivataros események során az amatőr észlelők feljegyzik a jégesős helyzeteket sok más szignifikáns időjárási esemény mellett. A verifikáláshoz szükséges jégeső nélküli heves esővel járó zivataros napok is ebből az adatforrásból lettek kiválasztva.

A hazai Doppler-radarok méréseit feldolgozó EDGE-szoftver múltbéli adatok visszatöltésére vonatkozó korlátos használhatósága miatt mindössze öt jégesős napot választottam ki, melyek között van nagy pusztítással járó, illetve jelentéktelen jégeső is. A két jégeső mentes, de heves záporral járó zivataros nap a következő volt: 2009. augusztus 3-a, illetve augusztus 22-e. A két forrás összesítéséből készült el a verifikációs adatok listája, amit a 2-6 táblázatban közöltem napi bontásban.

Dátum	Helyszín	Szélesség	Hosszúság	Időpont
jún. 07.	Nagyesztergár	47,27	17,90	12:10
jún. 07.	Vörs	46,66	17,27	13:30
jún. 07.	Tapolca	46,88	17,44	13:32
jún. 07.	Kemecse	48,06	21,80	15:30
jún. 07.	Barcs	45,95	17,46	15:49
jún. 07.	Szulok	45,06	17,55	15:48
jún. 07.	Somogyapáti	46,08	17,75	16:02
jún. 07.	Kótaj	48,04	21,71	16:25
jún. 07.	Nyírkársz	48,09	22,10	16:30
jún. 07.	Ilk	48,11	22,23	16:42
jún. 07.	Nyírtass	48,11	22,02	17:06
jún. 07.	Tiszavasvár	47,93	21,37	17:10
jún. 07.	Nyírtura	48,01	21,83	17:15

2. táblázat. Jégeső előfordulások 2009. június 7-én.

Dátum	Helyszín	Szélesség	Hosszúság	Időpont
jún. 11.	Sopron	47,68	16,58	14:00
jún. 11.	Abaújszántó	48,27	21,18	16:00
jún. 11.	Nyergesújfalu	47,75	18,55	16:00
jún. 11.	Tisza lúe	48,03	21,06	17:40
jún. 11.	Görgeteg	46,14	17,43	17:50-18:00
jún. 11.	Vác	47,77	19,13	17:15
jún. 11.	Egerszalók	47,86	20,31	18:50
jún. 11.	Pogány	45,98	18,26	18:50-19:00

3. táblázat. Jégeső előfordulások 2009. június 11-én.

Dátum	Helyszín	Szélesség	Hosszúság	Időpont
jún. 16.	Lenti	46,62	16,54	17:07
jún. 16.	Nagykanizsa	46,45	16,98	17:25
jún. 16.	Pogányszentpéter	46,38	17,06	17:30-35
jún. 16.	Böhönye	46,40	17,38	17:55
jún. 16.	Inke	46,39	17,19	17:40-47
jún. 16.	Mike	46,23	17,53	18:01
jún. 16.	Szenta	46,24	17,16	17:45-46
jún. 16.	Nagyatád	46,22	17,35	17:55-56
jún. 16.	Somogyszob	46,29	17,29	17:37-50
jún. 16.	Kutas	46,32	17,45	17:56-58
jún. 16.	Bőszénfa	46,22	17,85	18:21-22
jún. 16.	Kaposvár	46,32	17,78	18:25
jún. 16.	Vése	46,40	17,28	17:45-55
jún. 16.	Lengyeltóti	46,66	17,64	18:03
jún. 16.	Gödre	46,28	17,97	18:30-35
jún. 16.	Bükkösd	46,10	17,99	18:30-32
jún. 16.	Szabadszentkirály	46,00	18,04	18:44
jún. 16.	Kővágótötös	46,08	18,10	18:35
jún. 16.	Dencsháza	45,98	17,83	18:42-43
jún. 16.	Bakóca	46,20	18,00	18:33-34
jún. 16.	Szentlászló	46,15	17,83	18:20-26
jún. 16.	Pogány	45,98	18,26	18:50-58
jún. 16.	Somogyapáti	46,08	17,75	18:30-35
jún. 16.	Romonya	46,08	18,34	18:55-18:58
jún. 16.	Újpetre	45,93	18,36	19:13-15
jún. 16.	Pécs, Árpádtető	46,05	18,23	18:40-52
jún. 16.	Szederkény	45,99	18,46	19:08-19:12
jún. 16.	Borjád	45,93	18,46	19:07-19:12
jún. 16.	Majs	45,90	18,06	19:20
jún. 16.	Abaliget	46,13	18,11	18:43-46

4. táblázat. Jégeső előfordulások 2009. június 16-án.

Dátum	Helyszín	Szélesség	Hosszúság	Időpont
júl. 18.	Ajka	47,10	17,56	12:43

5. táblázat. Jégeső előfordulások 2009. július 18-án.

Dátum	Helyszín	Szélesség	Hosszúság	Időpont
jún. 26.	Szalánta	45,94	18,23	09:50- 10:00
jún. 26.	Keselyűs	46,34	18,70	13:10-20
jún. 26.	Szekszárd	46,34	18,70	13:29- 35
jún. 26.	Törökkoppány	46,60	18,05	14:00
jún. 26.	Illocska	45,79	18,52	14:05- 10
jún. 26.	Nak	46,47	18,05	14:25-30
jún. 26.	Hidas	46,25	18,49	13:58-59
jún. 26.	Hidas	46,25	18,49	14:05
jún. 26.	Hidas	46,25	18,49	14:10- 12
jún. 26.	Baté	46,35	17,96	14:34- 36
jún. 26.	Gödre	46,28	17,97	14:45-50
jún. 26.	Újpetre	45,93	18,36	15:05- 10
jún. 26.	Juta	46,40	17,73	15:15
jún. 26.	Kővágótöttös	46,08	18,10	15:25-32

6. táblázat. Jégeső előfordulások 2009. június 26-án.

A számítási eljárás utolsó lépése a jég-valószínűségek meghatározott küszöbérték fölötti megjelenítése volt, amit szintén az IDL program nyelvben írt programmal végeztem el.

6. A JÉG-VALÓSZÍNŰSÉGI EREDMÉNYEK ELEMZÉSE, A KÉT MÓDSZER ÖSSZEHASONLÍTÁSA

Tekintettel arra, hogy az EDGE-szoftver jég-valószínűségi produktuma csak a 2 cm-nél nagyobb jég szemekre vonatkozik, ezért e szerint csoportosítottam a vizsgált napokat.

a. csoport: azon napok, illetve egy napon belüli országrészek, amikor 2 cm-nél nagyobb jég szemek estek (7. táblázat),

b. csoport: azon napok, illetve egy napon belüli országrészek, amikor 2 cm-nél kisebb jég szemek estek (8. táblázat).

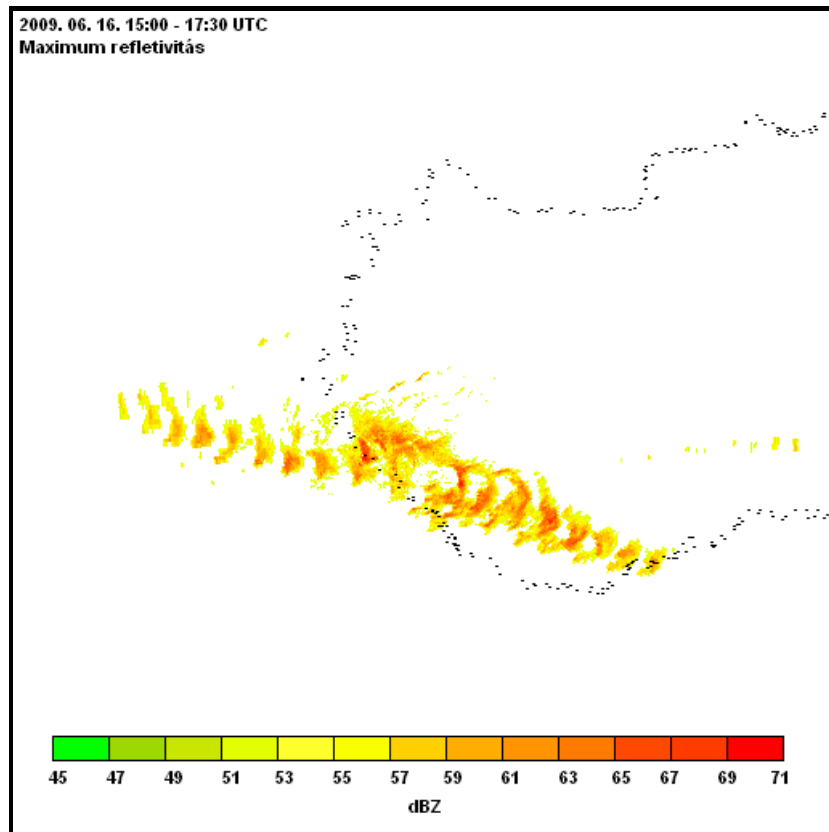
6.1. A 2 cm-nél nagyobb jég szemeket adó jégesők eredményeinek áttekintése

a. csoport	
dátum	országrész
2009. június 07.	Tiszántúl
2009. június 11.	Tiszántúl
2009. június 16.	Dunántúl
2009. július 18.	Dunántúl

7. táblázat. A vizsgálatba bevont, 2 cm-nél nagyobb jég szemeket adó jégesők helye és ideje.

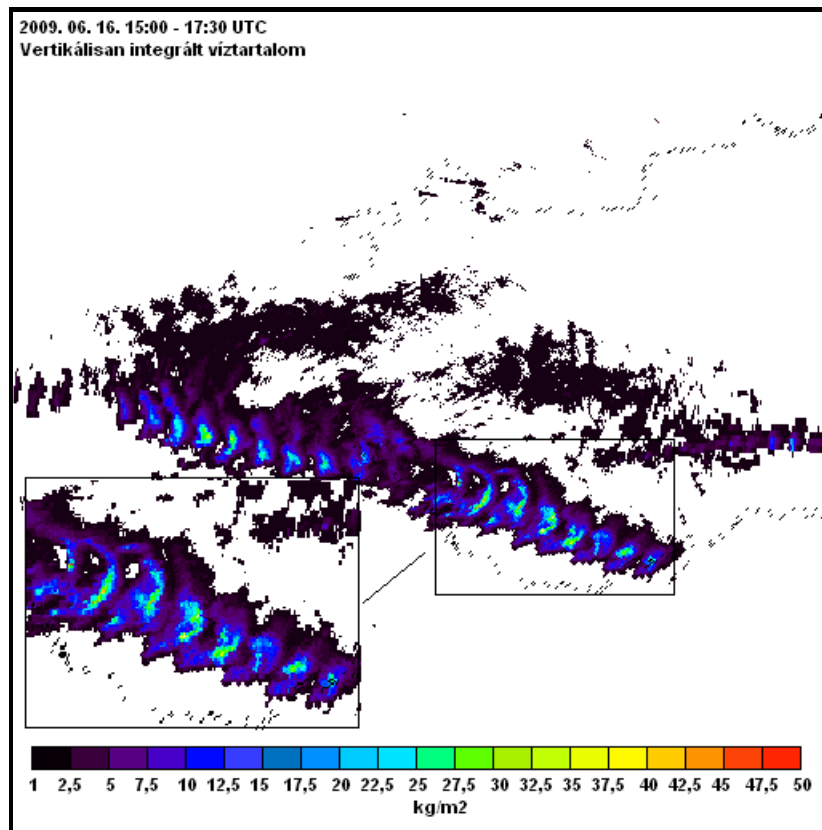
A 20. ábra a 2009. 06. 16-i maximum reflektivitást mutatja, ami a cellákban elérte a 71 dBZ-s értéket, tehát jóval meghaladta az 55 dBZ-s határt. Emellett nagyon jól nyomon követhető az a zivatargóc, ami a dél-nyugati határon lépett be az országba, és dél-kelet felé haladva a déli határt átlépve hagyta el hazánkat. A 21. ábrán a VIL (kg/m^2) értékeit láthatjuk. Megfigyelhetjük (a Függelék F1., F11. és F21. ábráin is), hogy a vertikálisan integrált víztartalom értékek széles skálán mozogtak, 1 kg/m^2 -tól egészen 50 kg/m^2 -ig, melyek eloszlása jól kirajzolta az egyes zivatar cellákat, ahol ezek az értékek kicsúcsosodtak. Ennek fényében, mivel a jég-valószínűséget leginkább a VIL határozza meg, azt várnánk, hogy értékei ugyanilyen széles határok között mozognak majd. Ám ha megnézzük a 22. ábrát, ahol a radar által kiszámolt valószínűségi

eredményeket láthatjuk, elég szembetűnő, hogy mindössze hat értéket vett fel, ráadásul mindezeket fordított arányban a VIL-lel, mert ahol ez magas volt, ott a %-os érték a hat közül a legalacsonyabb. Így hamar szembesültem azzal a ténnyel, hogy az EDGE-szoftver ezen produktuma teljes mértékben hibás. Az okára nem jöttem rá, bár minden bizonnyal programozási hiba lehet a háttérben, mert az IDL-ben megírt ellenőrzésre szánt program eredményeiből, melyet a 23. ábra mutat, kiderült, hogy valóban nem az egyenlettel van a gond. A VIL-nél tapasztalt változatos értékek itt is megjelentek. A továbbiakban ezért nem foglalkoztam a radar által előállított jég-valószínűségi produktummal, hanem csak magát a *Kiztmiller* egyenletet felhasználva minden egyes alkalomra az IDL programot használtam.

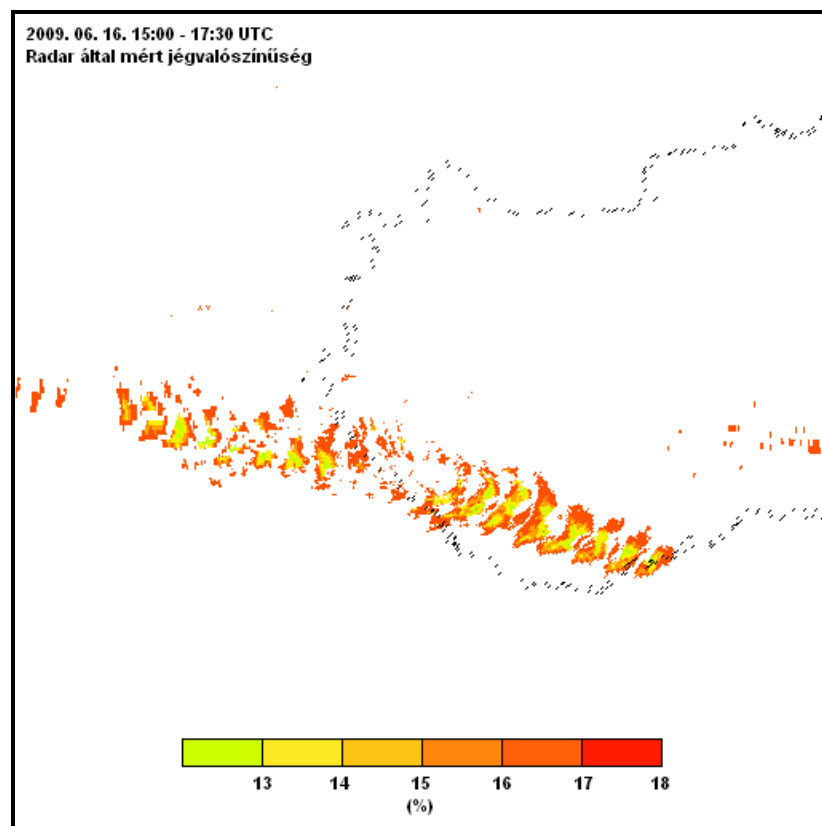


20. ábra. 2009. 06. 16. Maximum refleksivitas (dBZ).

Mint korábban említettem a valószínűségi egyenlettel kapcsolatban, az alsó határ itt sem érte el a 0 %-ot, mivel – és ez minden vizsgált napra igaz – a szélesség, a VIL és a 0°C magassága együttesen sosem vettek fel olyan alacsony értéket, hogy magas RHU mellett 0 % legyen a jég-valószínűség (mivel ez a tag csökkenti egyedül a valószínűséget). Azokon a helyeken, ahol a VIL 0 kg/m^2 volt, tehát nem volt felhő, a program automatikusan 0-nak vette a valószínűséget.

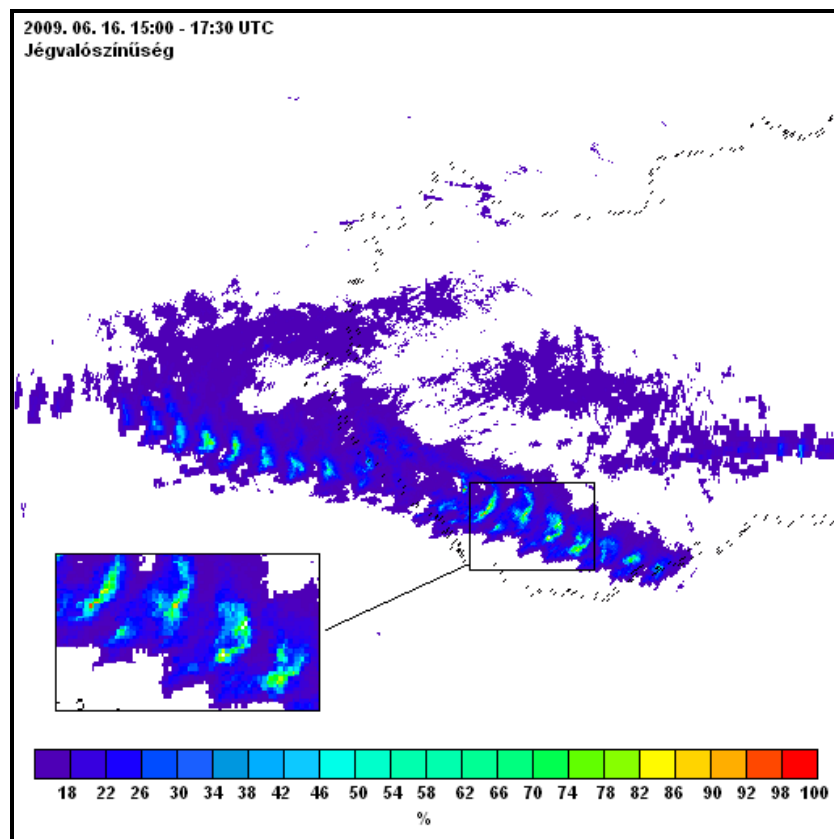


21. ábra. 2009. 06. 16. VIL (kg/m²).



22. ábra. 2009. 06. 16. A Doppler-radar adataiból az EDGE-szoftverrel számolt jég-valószínűség (%).

Ahogy a VIL-nél is, természetesen itt is jól elkülönültek az egyes cellák (23. ábra, valamint a Függelék F2., F12. és F22. ábrája), és ezek középpontjaiban már jóval 50% feletti értékek is megjelentek, sőt, voltak olyan pixel-értékek, ahol a jég-valószínűség 100% volt. (E feletti értékek is kijöttek, ezeket értelemszerűen 100%-nak vettem.) Jól látszanak a cellákon belüli csúcsok is, ahol a jég-valószínűség már 80% felett volt.

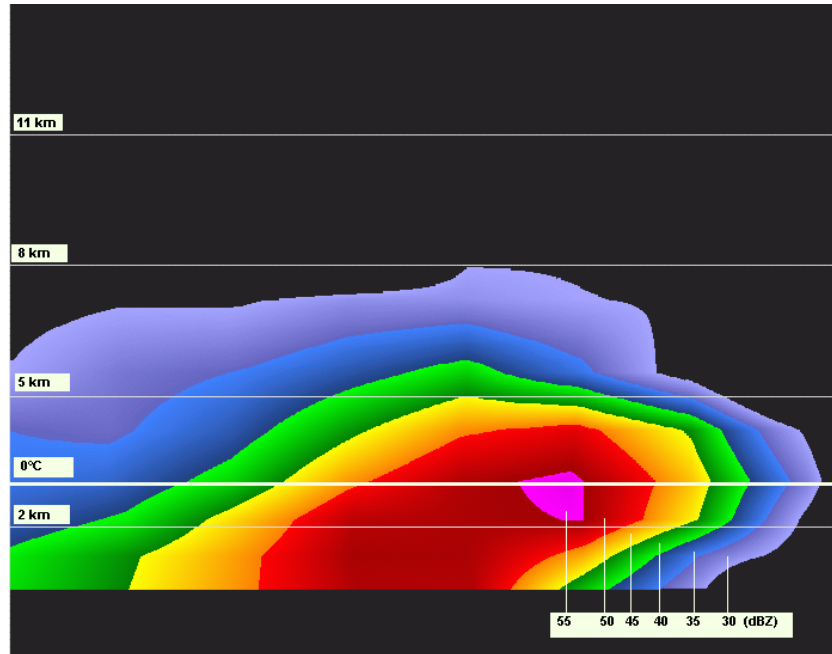


23. ábra. 2009. 06. 16. Kitzmiller-féle jég-valószínűség (%).

A Waldvogel-módszerrel kapott jég-valószínűségek (25. ábra, valamint a Függelék F3., F13. és F23. ábrája) azonban ettől eltértek; nem csak az értékekben, hanem azok eloszlásában is. Maga a zivatargóc vonulása itt is megfigyelhető, ám szembetűnő, hogy több magasabb érték jelentkezett az egyes cellákon belül. Jól látható, hogy amíg a Kitzmiller-féle jég-valószínűségnél csupán egy-két pontban kaptam 100%-os értéket, addig itt a cella egy teljes sávjában azok voltak.

A következő lépésként nézzük a két módszerrel számolt jég-valószínűség eloszlás különbségeit! A magasabb értékek a haladási irányt tekintve a cella elő részében található. Így van ez az összes vizsgált esetben. Valamelyest megfigyelhető a magasabb

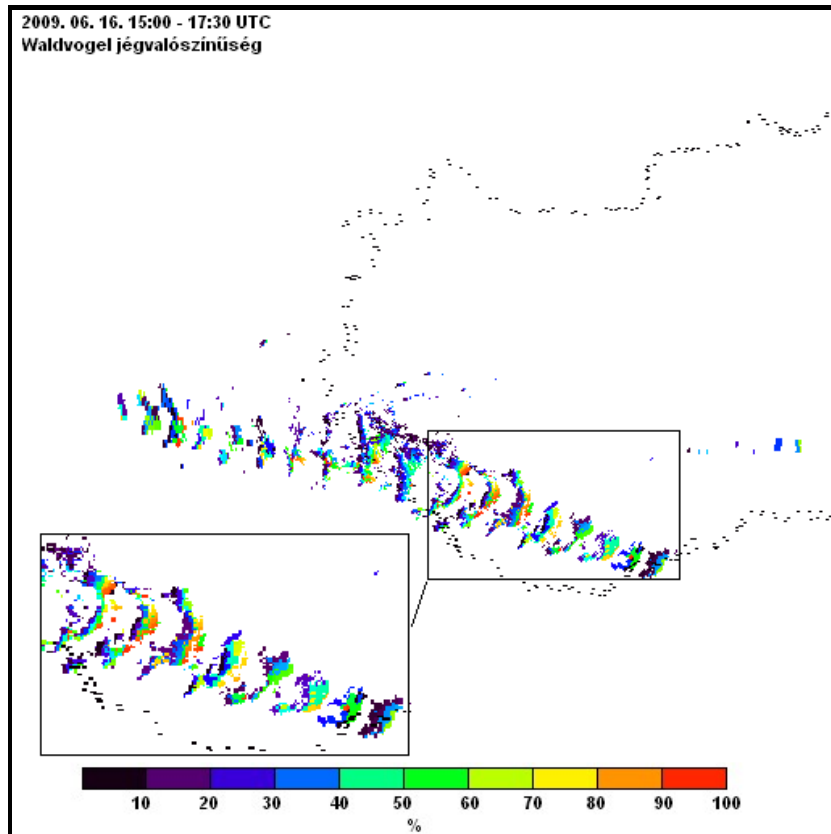
értékek előrehelyeződése a *Kitzmilller*-módszernél is, de nem olyan mértékben, mint az általunk alkalmazott *Waldvogelnél*. Itt egyértelműen megmutatkozik a két módszer különbsége, ami a zivatarokon belüli reflektivitás eloszlásnak köszönhető (24. ábra).



24. ábra. A reflektivitás eloszlása egy zivatarfelhőben (www.erh.noaa.gov).

A VIL magát a reflektivitás értékét veszi figyelembe, aminek legnagyobb értékei a zivatarfelhő elülső részén találhatóak, így a *Kitzmilller*-féle jég-valószínűség is ott a legnagyobb. A *Waldvogel*-módszer viszont nem foglalkozik, csak a 45 dBZ (sárga szín) magasságával, amit ha megnézünk, a 0 °C-os izoterma felett ugrásszerűen növekedik, majd egy bizonyos távolság után fokozatosan csökkenni kezd. Természetesen zivatartól függően változhat a maximális magassága, és ugyanígy a 0 °C-os izoterma magassága is.

Tehát rövid összefoglalásként elmondhatjuk, hogy mindkét módszer adott igen magas százaléktételeket a jég-valószínűségekre, ám a *Waldvogel*-módszer lényegesen többször adott nagyobb értékeket (25. ábra).



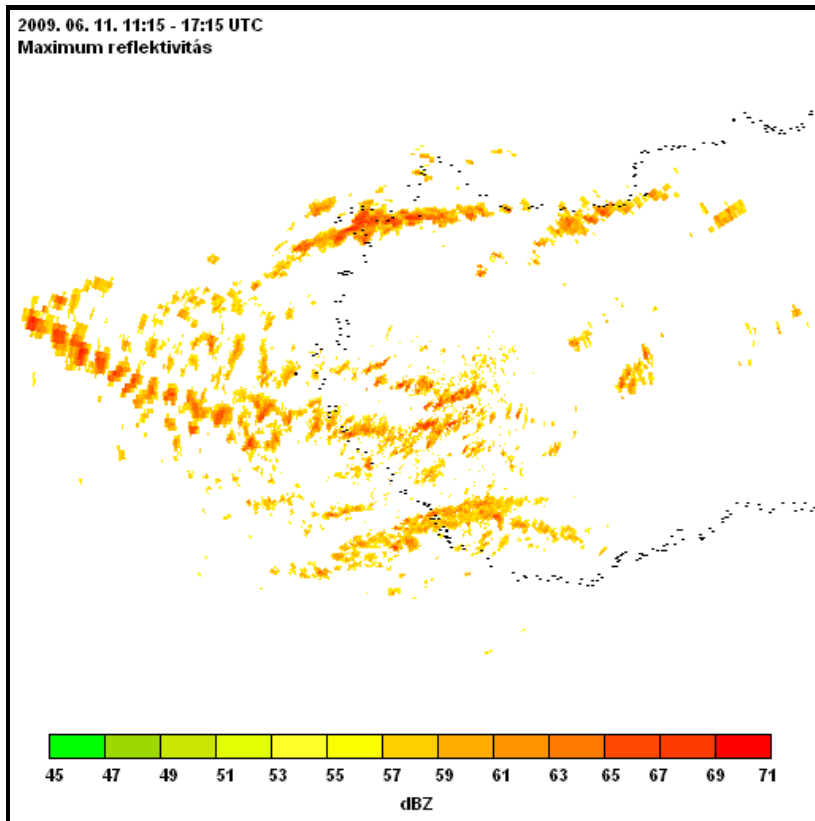
25. ábra. 2009. 06. 16. Waldvogel-féle jég-valószínűség (%).

6.2. A 2 cm-nél kisebb jégsemeket adó jégesők eredményeinek áttekintése

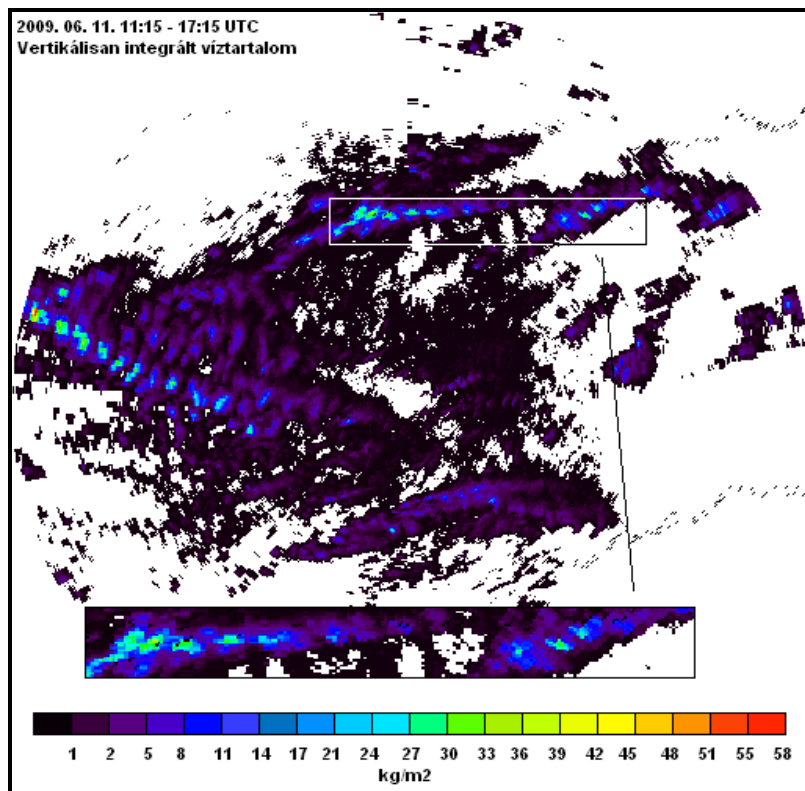
b. csoport	
Dátum	ország rész
2009. június 07.	Dunántúl
2009. június 11.	Dunántúl
2009. június 26.	Dunántúl

8. táblázat. 2 cm-nél kisebb jégsemeket adó jégesős napok (b csoport).

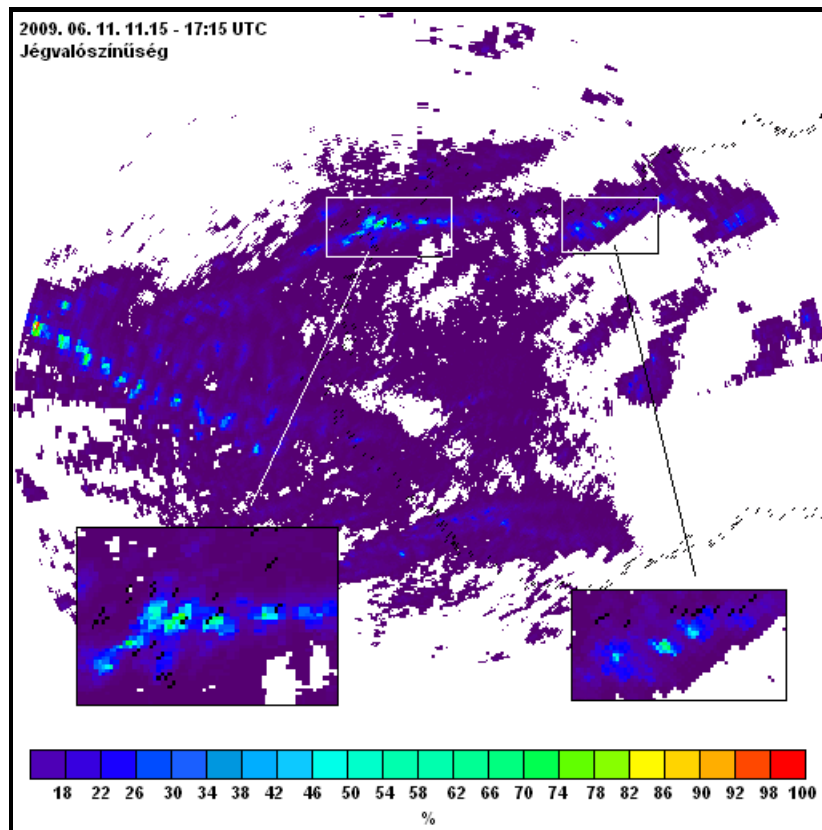
Ha megvizsgáljuk a 2009. 06. 11-én (26. és 27. ábra), valamint a többi ebbe a csoportba tartozó napon (Függelék F6. és F16. ábra) kapott VIL értékeket, máris szembetűnik, hogy bár itt is előfordultak magasabb – 35 kg/m^2 körüli – értékek, ezek száma jóval kevesebb, mint az előző csoport napjainál, és ennek megfelelően lényegesen több az alacsonyabb érték egy-egy zivatarcellán belül.



26. ábra. 2009. 06. 11. Maximum reflektivitás (dBZ).



27. ábra. 2009. 06. 11. VIL (kg/m²).

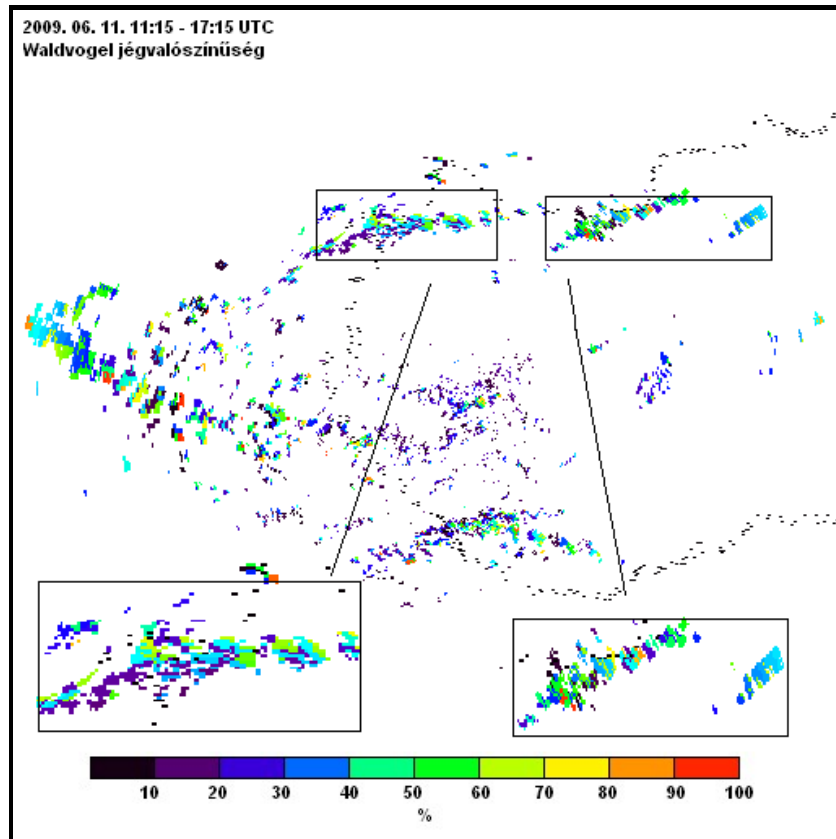


28. ábra. 2009. 06. 11. Kitzmiller-féle jég-valószínűség (%).

Ennek következtében, ahogy azt várjuk, a *Kitzmiller*-féle jég-valószínűségi értékek is számottevően alacsonyabbak voltak (28. ábra, Függelék F7. és F17. ábra), nem haladták meg az ország területén a 75%-ot, és ezt is csak nagyon kis területen érték el.

Ahogy az előző csoportnál, úgy itt is, a *Waldvogel*-módszerrel kapott jég-valószínűségeket (29. ábra, Függelék F8. és F18. ábra) nagyobb értékeket vettek fel a *Kitzmiller*-félénél, a 100%-ot is elérték egy-egy helyen. Mindemellett itt is nagyobb gyakorisággal fordultak elő a magasabb értékek.

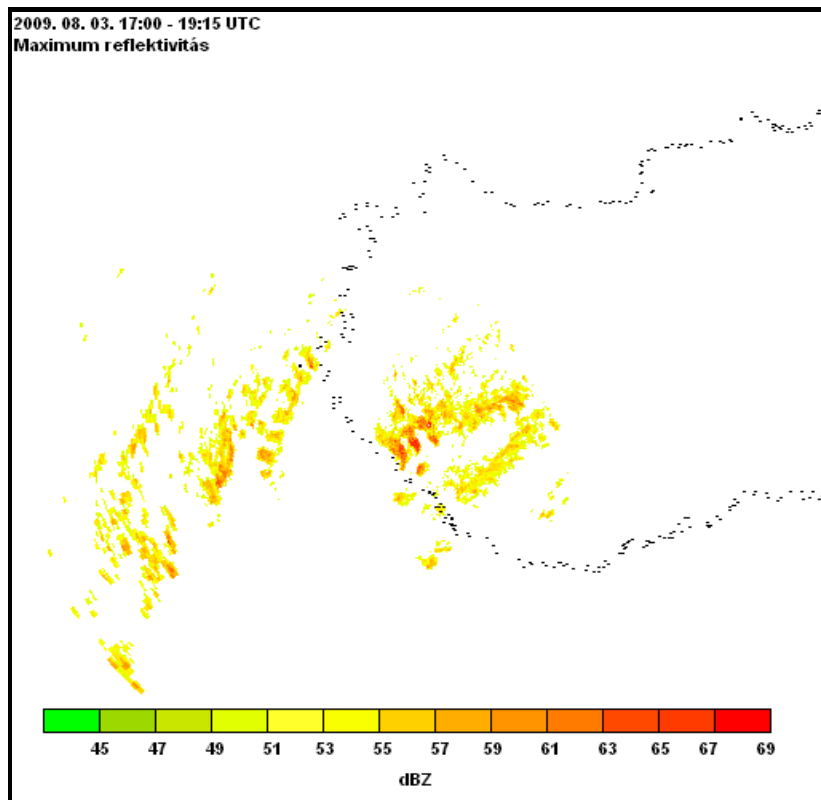
Minden bizonnyal ez annak tudható be, hogy a *Kitzmiller*-módszer 2 cm-nél nagyobb jég szemekre vonatkozik, míg a *Waldvogel*-módszerrel számolt jég-valószínűségnél nincs méretre vonatkozó kikötés, így ugyanarra a helyzetre utóbbi nagyobb értékeket ad. Azonban, ha a két csoport *Waldvogel*-féle jég-valószínűségeit hasonlítjuk össze, itt is találunk különbséget, de nem az értékek nagyságában, hanem azok gyakoriságában. Így elmondhatjuk, hogy bár ennél a módszernél nagy jég-valószínűségeket kaptunk mindkét esetben, a 2 cm-nél kisebb jég szemek esetén a *Waldvogel*-módszernél is kevesebb a magasabb értékek száma.



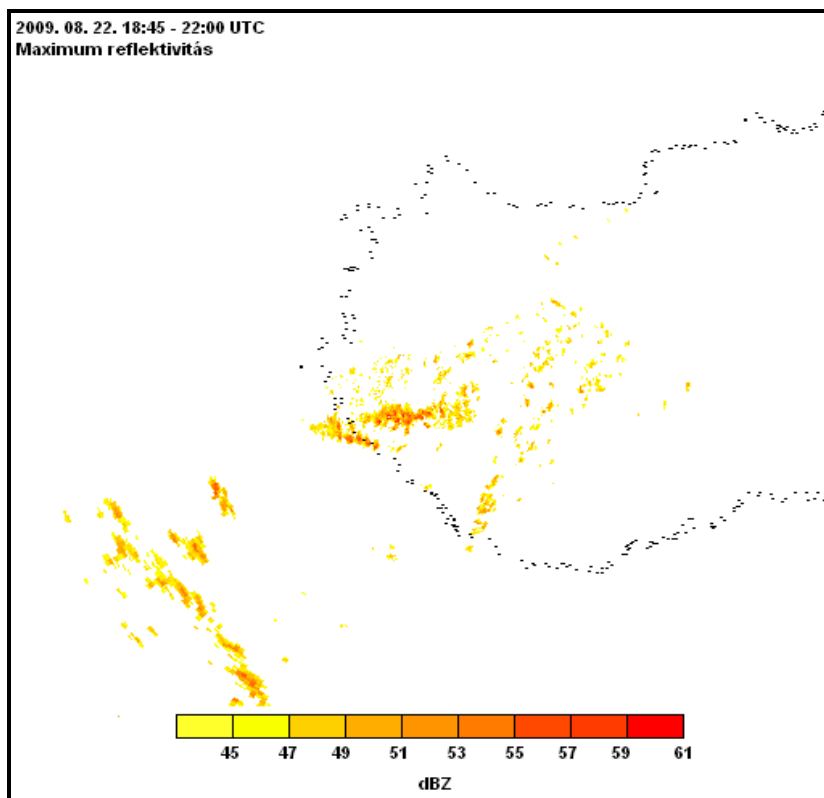
29. ábra. 2009. 06. 11. Waldvogel-féle jég-valószínűség (%).

6.3. Jégeső mentes napok

Mindkét kiválasztott napot heves esővel járó zivatarok jellemezték. Az első két ábra (30. és 31.) a maximum reflektivitást mutatja, amiken látjuk, hogy mindkét napon jóval az 55 dBZ-s határ feletti értékek is előfordultak, a zivatarok mégsem produkáltak jégesőt, annál inkább nagy mennyiségű csapadékot. Ami tehát igazolja, hogy csupán a reflektivitásból becsült jégeső igen bizonytalan.

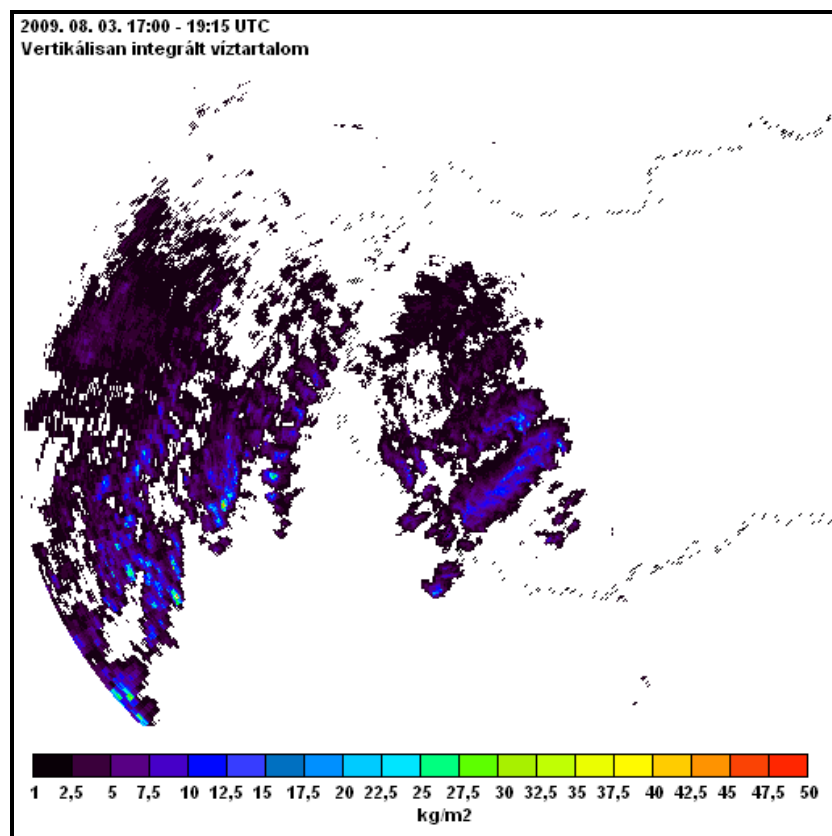


30. ábra. 2009. 08. 03. Maximum reflektivitás (dBZ).



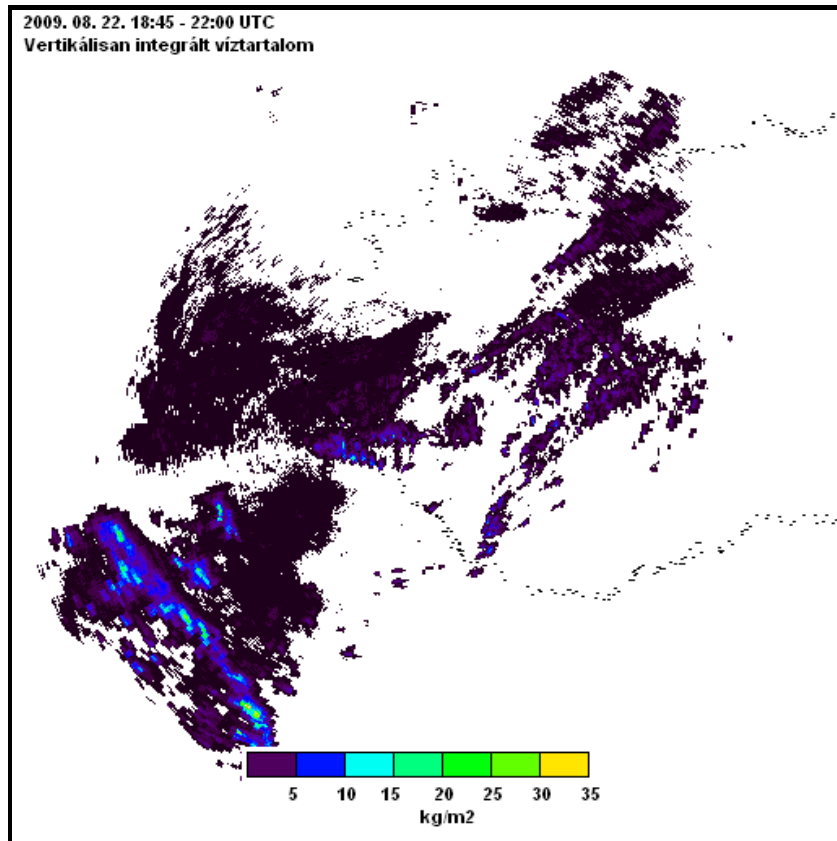
31. ábra. 2009. 08. 22. Maximum reflektivitás (dBZ).

A vertikálisan integrált víztartalomban ennél a két napnál a jégesős napokhoz képest alacsonyabb értékeket kaptunk (32. és 33. ábra). Augusztus 03-a esetén az országon belüli VIL nem haladta meg a 20 kg/m^2 -t, míg augusztus 22-én még ennél is alacsonyabb maximum értéket vett fel, mindössze 15 kg/m^2 -t. Ennek megfelelően a *Kitzmilller*-féle jég-valószínűségek is igen alacsonyak voltak. Augusztus 3-án (34. ábra) mindössze 39% volt a maximum jég-valószínűség az országon belül, míg augusztus 22-én (35. ábra) csak 15%.

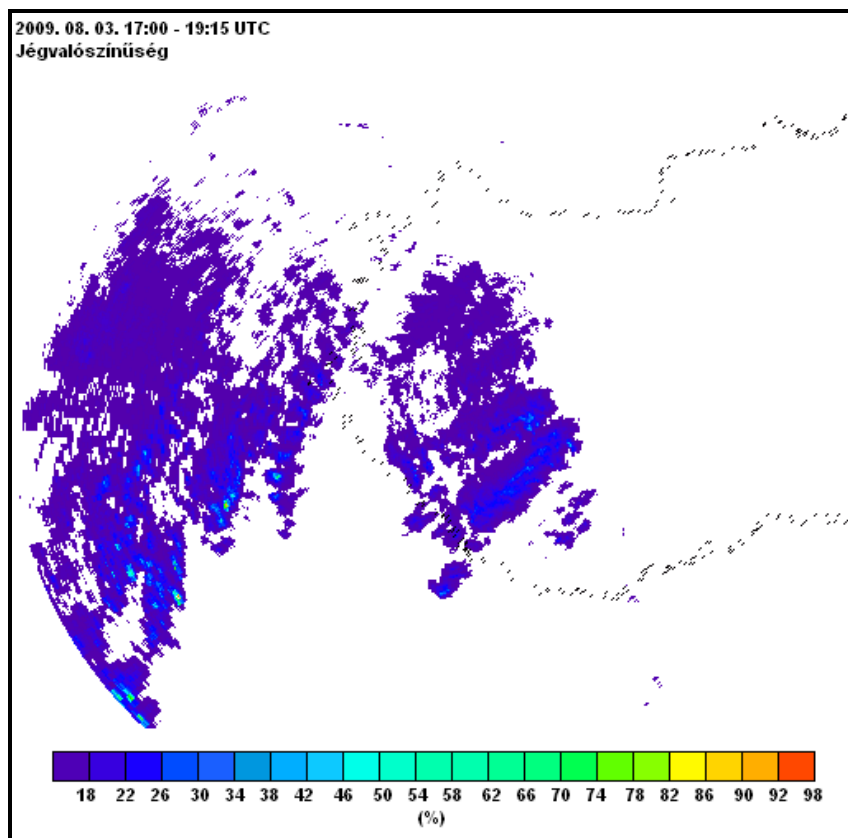


32. ábra. 2009. 08. 03. VIL (kg/m^2).

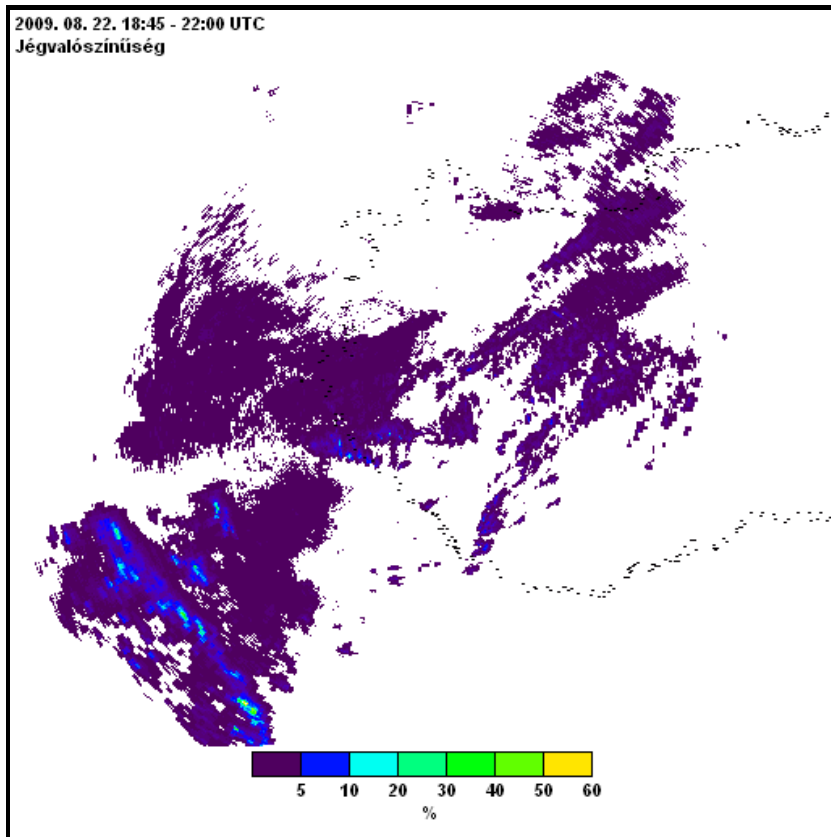
A *Waldvogel*-módszerrel számolt jég-valószínűségeknél már más a helyzet: míg augusztus 22-én (37. ábra) azt tapasztaljuk, hogy a jég-valószínűség csak 50% volt vagy annál kisebb, addig augusztus 03-án (36. ábra) még 100 %-os valószínűségek is előfordultak. A szondás felszállásokból kiderült, hogy a 22-ei esetben a 0°C -os izoterma 4 km-en volt, ami meglehetősen csökkentette a valószínűség értékeit. Ám 03-án az olvadási szint magassága hasonló volt a jégesős napokéhoz. Ezek alapján elmondhatnánk, hogy a *Waldvogel*-módszer nem mindig megbízható, de ezt nem jelenthetnénk ki teljes bizonyossággal, hiszen mindössze két esős napot vizsgáltunk, és e kettő alapján nem vonhatunk le messzemenő következtetéseket.



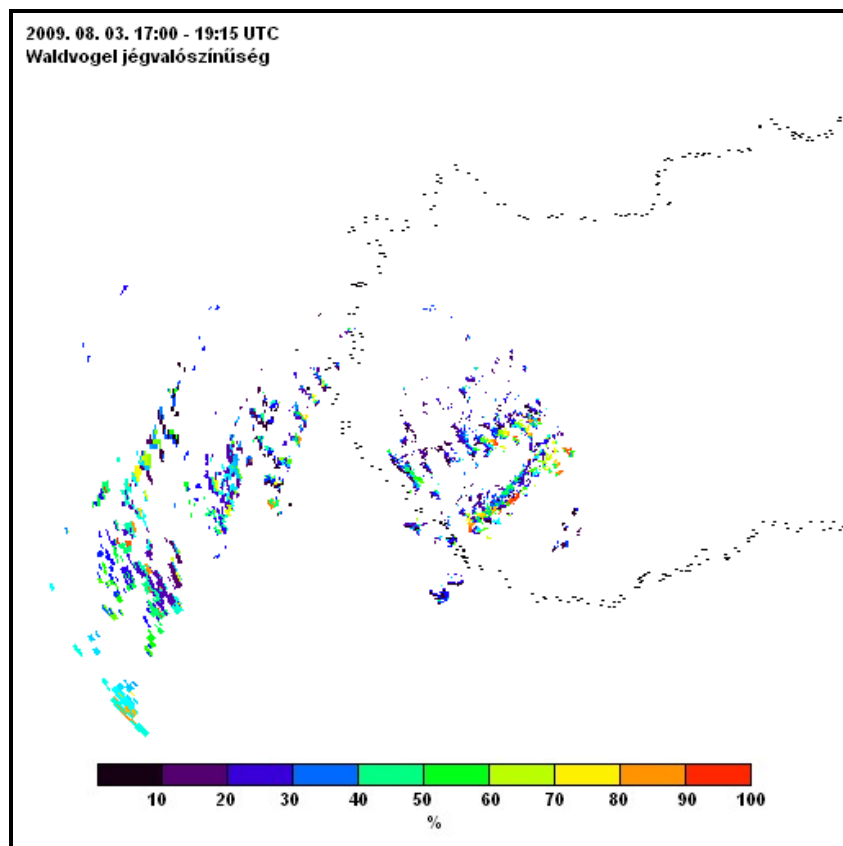
33. ábra. 2009. 08. 22. VIL (kg/m²).



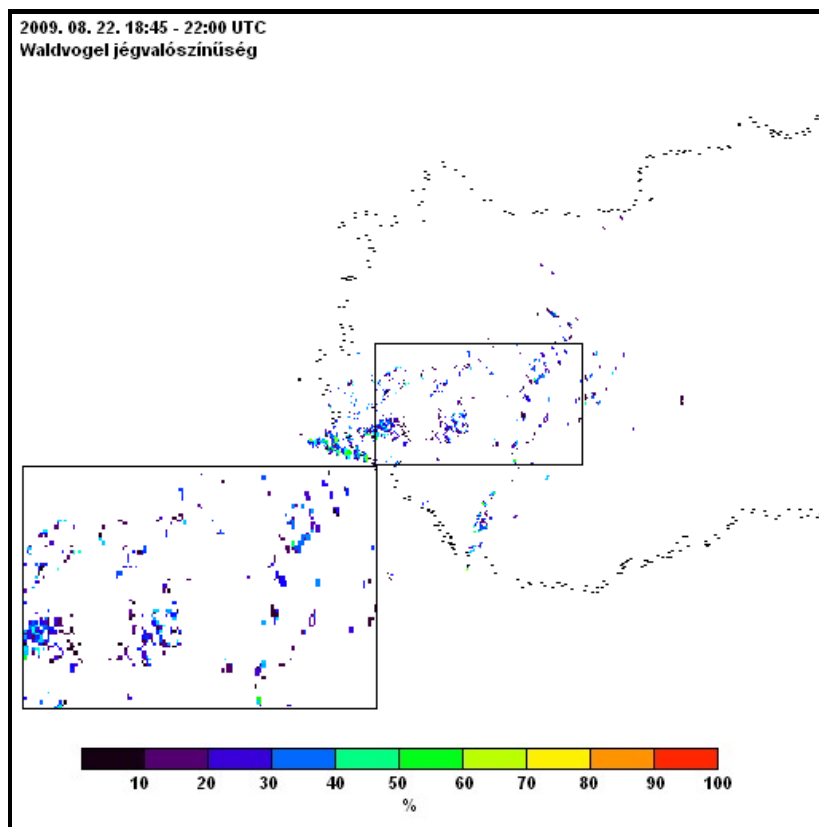
34. ábra: 2009. 08. 03. Kitzmiller-féle jég-valószínűség (%).



35. ábra. 2009. 08. 22. Kitzmiller-féle jég-valószínűség (%).



36. ábra. 2009. 08. 03. Waldvogel-féle jég-valószínűség (%).



37. ábra. 2009. 08. 22. Waldvogel-féle jég-valószínűség (%).

A *Kitzmiller*-módszerrel számolt jég-valószínűséget tekintve, figyelembe véve, hogy két napot vizsgáltunk, talán valamelyest megbízhatóbbnak mondhatjuk. De természetesen csak a 2 cm-nél nagyobb jégesőre vonatkozóan. Hiszen, ha megnézzük a 2 cm-nél kisebb jégesős, valamint a heves esős napokat, szinte azonos eredmények születtek.

7. A JÉG-VALÓSZÍNŰSÉGI SZÁMÍTÁS VERIFIKÁLÁSA

A verifikálás során több szempontot is figyelembe kell vennünk: a kiterjedést, az időt, valamint a riasztási küszöbértéket.

Először is számolnunk kell egy zivatarcella kiterjedésével, mivel egy észlelt jégesőre akkor mondhatjuk, hogy valóban a radar is „látta”, ha az a zivatar karakterisztikus méretét figyelembe véve, valóban az adott zivatar területén található. Felmerülhetnek természetesen itt is radarmérésekből származó hibák, mint például az, hogy nem oda helyezi a zivatart, ahol az valójában van.

Az idő az egyik legfontosabb tényező a jégesőt tekintve. Az általam felhasznált radarmérések 15 perces időlépcsővel készültek. A jégeső azonban legtöbbször nem tart tovább 10 percnél, így előfordulhat, hogy két mérés között történik, amit a radar nem „lát”. Ennek fényében figyelembe kell vennünk a zivatar haladási útvonalát, mert ha egy észlelt jégeső ugyan nem esik bele a zivatar méretéből adódó területbe, viszont a haladási útvonalba igen, akkor minden bizonnyal a mérés gyakoriságában adódó problémáról szó.

A harmadik tényező a riasztási küszöbérték. Minden módszernél meghatároznak egy alsó határértéket, amit ha a vizsgált tényező túllép, kiadhatják az erre vonatkozó veszélyjelzéseket.

A *Waldvogel*-módszer esetében adottak voltak a verifikációs küszöbértékek. A jég-valószínűségi értékek tekintetében az 1,75 km-es magasság különbséget vették riasztási küszöbnek, mivel a vizsgálatok során ez bizonyult a legoptimálisabbnak. A távolságot illetően pedig 12,5 km-t, tekintettel arra, hogy a 45 dBZ-s reflektivitási terület egy zivataron belül a cella teljes kiterjedéséhez képest alig fele akkora (*Holleman*, 2001).

A *Kiztmiller*-féle jég-valószínűség során 40%-ot vettem riasztási küszöbértéknek, mivel a két vizsgált esős, jégeső mentes napon 39% volt a maximum. Természetesen egy teljes jégeső szezonra kiterjedő vizsgálat esetén lehetséges, hogy ez a kritérium változna. Ennek elemzése a közeli jövő feladata lesz. A távolságot tekintve 15 km-es sugarú kört választottam. Ez egy kifejlett zivatarcella karakterisztikus mérete, de mivel általában egy zivatar során mind a fejlődő, mind a kifejlett, és mind a disszipációs fázis egyszerre van jelen, és ezek együttes mérete általában 30 km, ez lett az általam választott kör-átmérő.

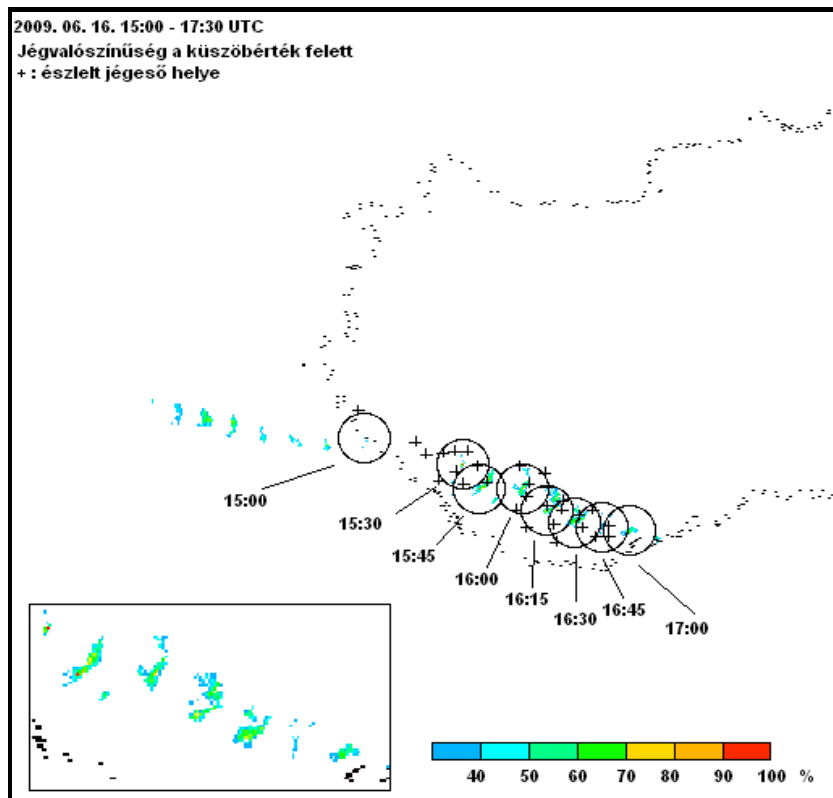
Mindezek fényében a verifikációt úgy végeztem el, hogy megkerestem az adott mérés időpontjában a jég-valószínűség maximum értékét – mivel ha a három fázist egyszerre tekintjük, körülbelül ez a középpont –, és ennek vettem a 15 km-es sugarú környezetét. Az észlelt jégesőket pedig úgy csoportosítottam idő szerint, tekintettel a negyedórás lépcsőre, hogy ahhoz az időponthoz soroltam, amelyikhez közelebb volt az észlelés.

7.1. A 2 cm-nél nagyobb jégzemeket adó jégesős napok verifikációja

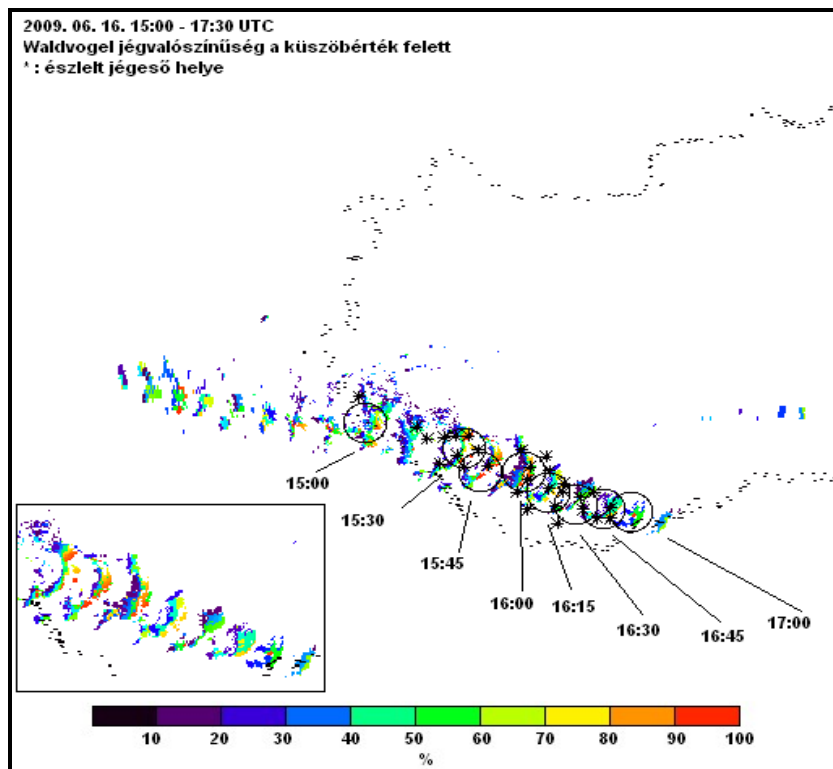
Ahogy a jég-valószínűségek ismertetésénél, a verifikációnál is egy napot fogok kiemelni, mivel a többi, ebbe a csoportba sorolt nap is hasonló eredményeket mutat.

A 38. ábrán láthatjuk a küszöbérték fölötti *Kitzmilller*-féle jég-valószínűséget. Meglehetősen lecsökkent a valószínűségek által lefedett terület, ám ennek a középpontja köré megrajzolt kör szinte az összes észlelt jégesőt tartalmazza; némely éppen a körgyűrű mellett található. Ennek egyik oka a radarmérési hibából adódó „zivatar elcsúszás” lehet a radarképen. Emellett van két helyszín, ami nem esik bele a körbe. Ennek ebben az esetben más oka lehet, mint a radar-mérések gyakoriságában adódó probléma. Láthatjuk, hogy bizonyos jégesős észlelések 15:00 óra körül történtek, míg a következők 15:30 körül. Előfordulhatott természetesen, hogy az észlelés időpontja pár percet eltért a valóságtól, és lehetséges, hogy pont ez a pár perc vitte volna közelebb a két kieső észlelést a 15:15-ös időponthoz. Így azt mondhatjuk, hogy az útvonalat, és az időt figyelembe véve ez a két észlelés is ehhez a zivatarhoz kapcsolódik. A Függelék *F4.*, *F14.* és *F24.* ábrái is hasonlóak, a körön kívül esők tekintetében ugyanaz az ok, amit fentebb leírtam.

A *Waldvogel*-módszerrel kapott jég-valószínűségek (39. ábra), tekintettel az alacsony riasztási küszöbértékre (az 1,75 km 7,6%-nak felel meg), szinte teljes mértékben ugyanakkora területet fednek le, mint a küszöbérték alattiakkal együtt, viszont a kisebb verifikációs távolság miatt itt már sokkal több észlelés került kívül a körön. Ezt azonban csak a június 16-i esetben tapasztaltam, a többi ebbe a csoportba tartozó nap esetén (Függelék: *F5.*, *F15.* és *F25.* ábra) az észlelt jégesők szinte teljes számban benne voltak a verifikációs távolságban. Az a néhány, ami kívül esett, szintén abból az okból történhetett, amit a *Kitzmillernél* is részleteztem.



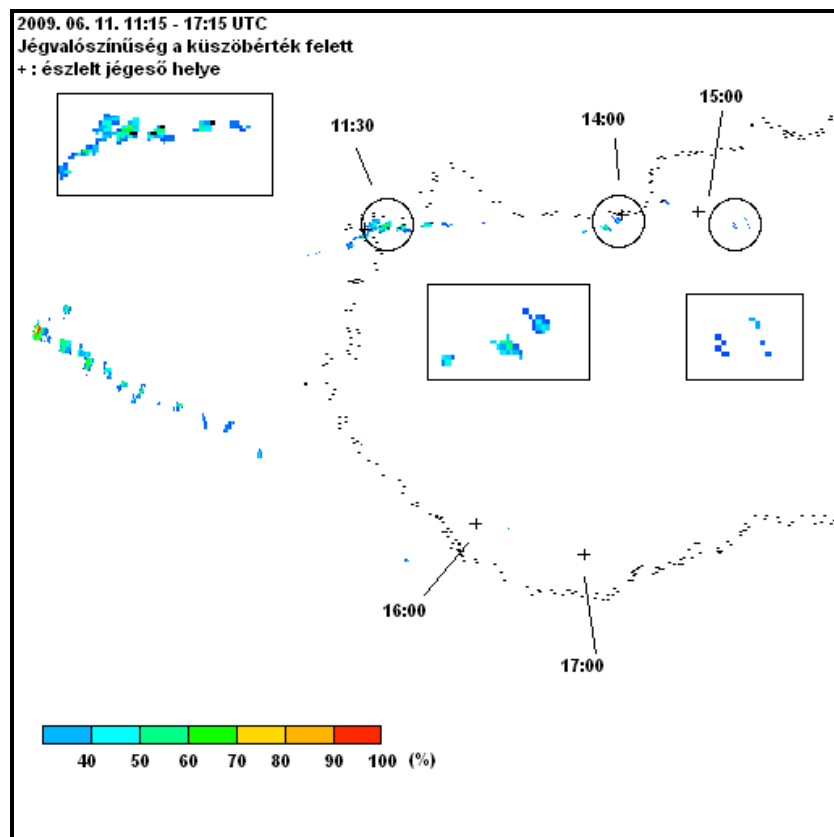
38. ábra. 2009. 06. 16. Kitzmiller-féle jég-valószínűség(%) a küszöbérték felett a verifikációs távolságokkal és észlelésekkel.



39. ábra. 2009. 06.16. Waldvogel-féle jég-valószínűség (%) a küszöbérték felett a verifikációs távolsággal és észlelésekkel.

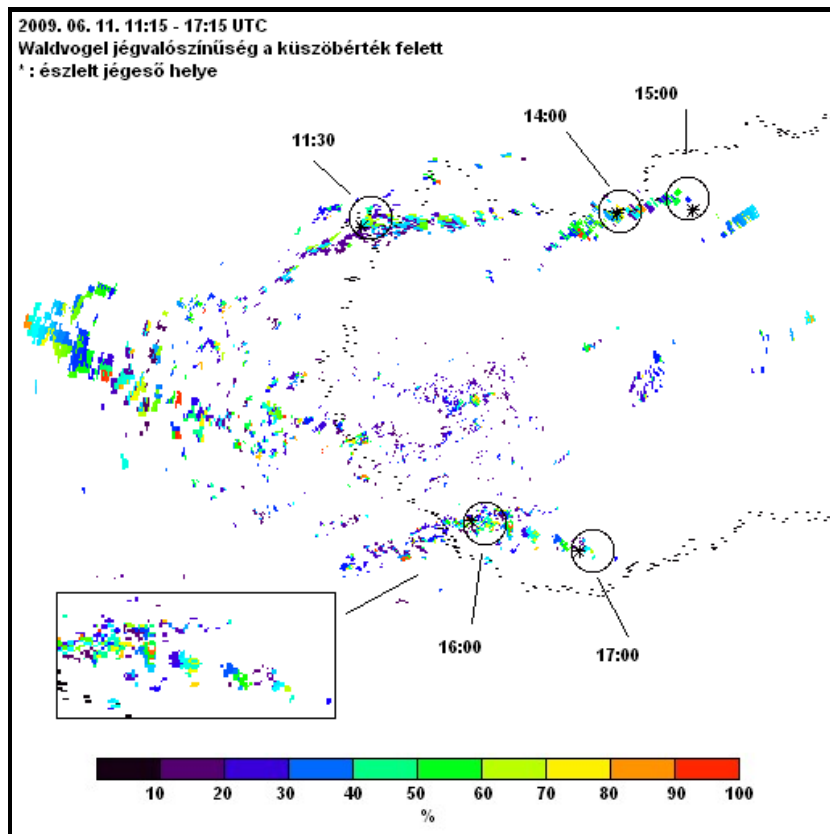
7.2. A 2 cm-nél kisebb jégsemeket adó jégesős napok verifikációja

A bemutatásra kerülő június 11-i esetben tisztán látszik, hogy a 2 cm-nél kisebb átmérőjű jégsemekek már csak nagyfokú bizonytalansággal detektálhatók a *Kitzmilller*-módszerrel. Ugyan volt néhány alkalom, ami küszöbérték feletti jég-valószínűséggel rendelkezett (40 és 50% közöttivel), ám ahogy a 40. ábrán (valamint a Függelék F9. és F19. ábráján) látjuk, több észlelésnél is a küszöbérték alatt maradt.



40. ábra. *Kitzmilller*-féle jég-valószínűség (%) a küszöbérték felett a verifikációs távolsággal és észlelésekkel.

A *Waldvogel*-módszer (41. ábra) a két déli határ mentén kialakuló jégesőt is jól becsülte. Hasonlóan jó eredményeket kaptunk a többi napra is (Függelék F10. és F20. ábra).



41. ábra. Waldvogel-féle jég-valószínűség (%) a küszöbérték felett a verifikációs távolsággal és az észlelésekkel.

7.3. Összefoglaló megjegyzések

Az eredmények és a verifikáció alapján láthattuk, hogy a két módszer (*Kitzmilller*, *Waldvogel*) eltérő jég-valószínűségeket szolgáltat.

A *Kitzmilller*-féle jég-valószínűség alkalmasnak bizonyult a 2 cm-nél nagyobb jégzemek detektálására, míg az ennél kisebb jégzemek esetén nagyfokú bizonytalanságot mutatott, ami az alacsony %-os értékekben, valamint az egyes események detektálásának hiányában mutatkozott meg. Ezzel ellentétben a *Waldvogel*-módszer mind a 2 cm-nél nagyobb, mind az annál kisebb jégzemek esetén detektálta a jégesőt. Nem szabad azonban megelégednünk arról, hogy esős napon is magas jég-valószínűségeket adott. Amíg a *Kitzmilller*-módszer által számított jég-valószínűség 2 cm feletti jégzemek esetén valóban csak a jégeső helyére korlátozódott, addig a *Waldvogel*-féle jég-valószínűség számos más helyen is megjelent. Ez meglehetősen bizonytalanná teszi a jégeső detektálását. A megoldás a két módszer kombinálása,

esetleg újabb indexek bevezetése, illetve egy statisztikai vizsgálatokon alapuló döntési eljárás kifejlesztése lehet.

Javaslom az EDGE-szoftver ellenőrzését, a jég-valószínűség számításában detektált hibák vizsgálatát.

Fontos feladat az itt bemutatott vizsgálatok nagyobb adatbázison történő elvégzése. Érdekes kérdés az is, hogy a *Waldvogel*-módszer hogyan viselkedik heves esős helyzetekben, valamint a *Kitzmilller*-féle jég-valószínűségére is meg lehetne határozni egy olyan riasztási küszöbértéket, ami a 2 cm alatti és feletti jég-valószínűségeket választja el.

8. EGY JÉGESŐS NAP SZINOPTIKUS ELEMZÉSE

8.1. Pusztító jégeső a Nyírségben – 2009. 06. 07.

Esettanulmánynak a 2009. június 7-ét választottam, hogy a 2009. június 16-a mellett ezzel a nappal is bemutassam, milyen pusztítással járhat egy jégesős helyzet. Az esettanulmány jól mutatja, hogy mennyire aktuális és fontos lenne a jégeső detektálása a mindennapi gyakorlatban.

A képek nagy részét az OMSZ biztosította számomra a HAWK munkaállomásból.

A vihar június 7-én, vasárnap érte el a Nyírséget helyi idő szerint délután fél négykor, és északkelet felé haladva „szó szerint” letarolta az útjába eső településeket. Nem csak az orkán erejű szél, hanem a jég is hatalmas pusztítást végzett, mind az autókban (42. ábra), mind a házakban (43. ábra), háztetőkben (44. ábra).



42. ábra. Jégeső okozta károk (www.idokep.hu).



43. ábra. Egy általános iskola ablakait is betörte a jég (www.idokep.hu).



44. ábra. Jégeső által darabokra tört palatető (www.idokep.hu).

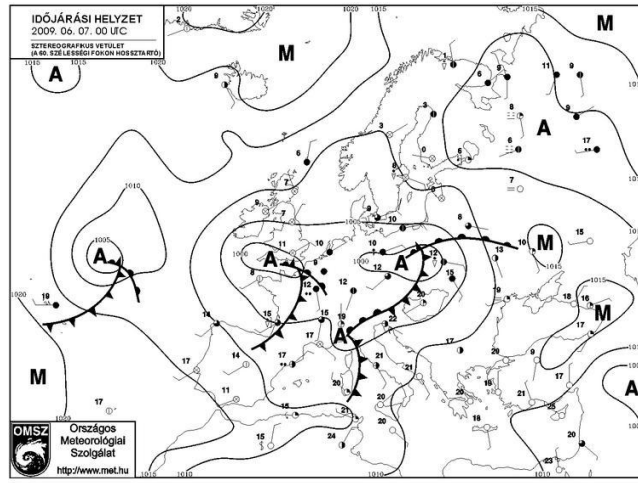


45. ábra. Golflabda nagyságú jégszemek estek Nyírbogdányban (www.idokep.hu).

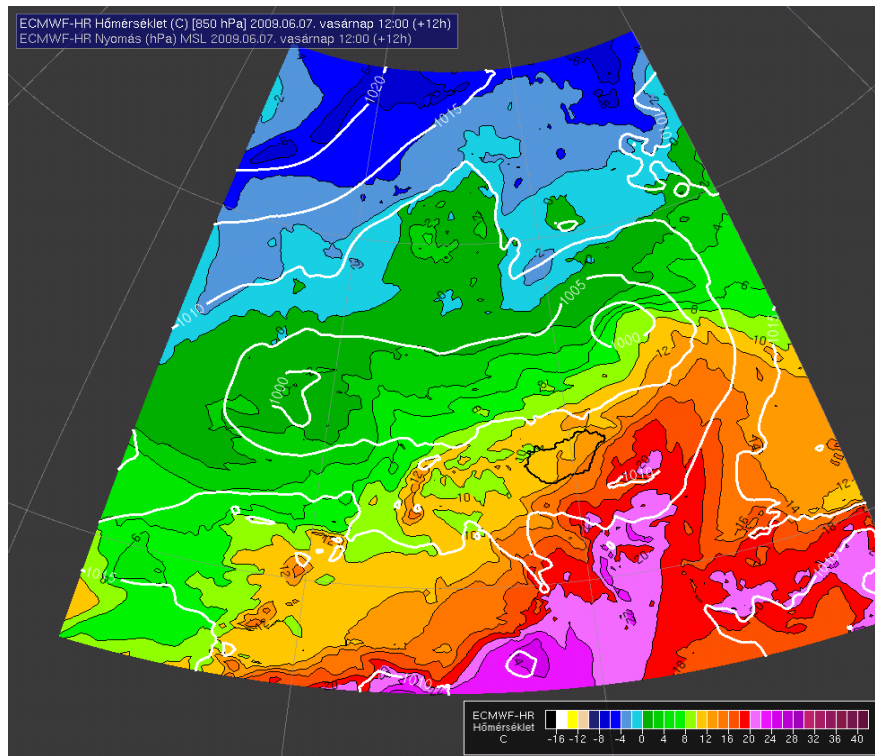
A helyenként 5 cm-t is elérő jégszemek (45. ábra) nem csak a tetőket, ablakokat, hanem a terményt is teljesen tönkretették. A felmérések alapján közel 37 ezer hektáros agrárterületen több milliárd forintos kár keletkezett (www.origo.hu).

8.1.1. A szinoptikus helyzet

Európa időjárását ezen a napon egy három központú cikloncsalád határozta meg, melynek egyik középpontja a brit szigetek déli részén, a másik Olaszország észak-keleti sarkában, a harmadik pedig Lengyelország felett helyezkedett el. Az utóbbi hidegfrontja 2009. június 07-én éjszaka érte el észak-nyugat Magyarország határait (46., 47. ábra).



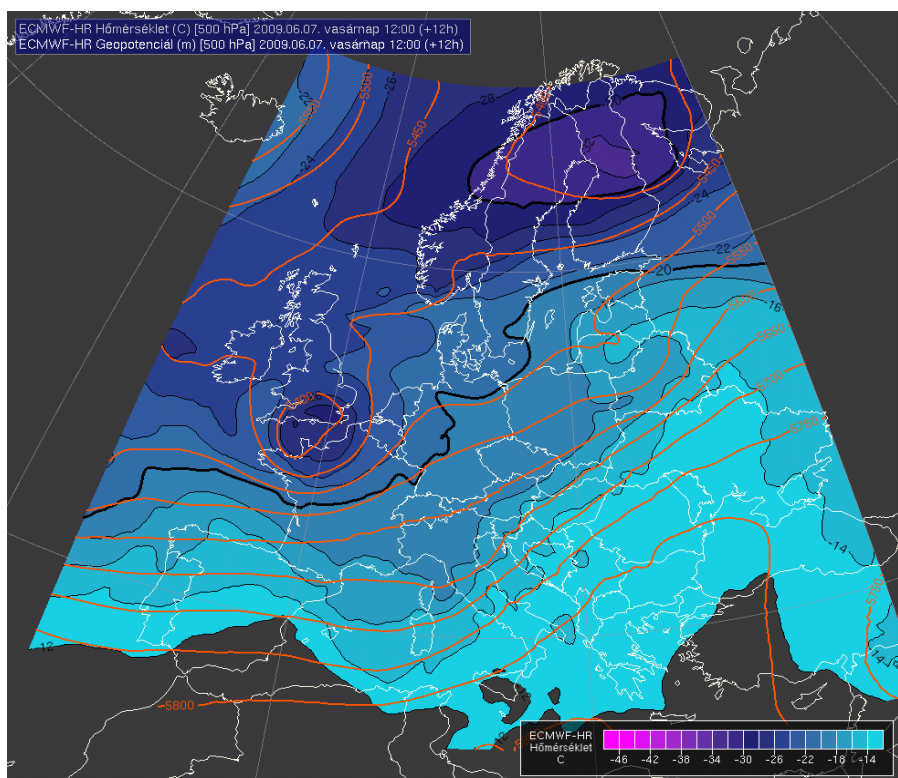
46. ábra. 2009. 06. 07. 00 UTC – háromközpontú cikloncsalád Európá felett
(www.met.hu).



47. ábra. Talajnyomás (hPa) és a 850 hPa-os szint hőmérséklete (°C), ECMWF⁴, 2009.
06. 07. 12 UTC.

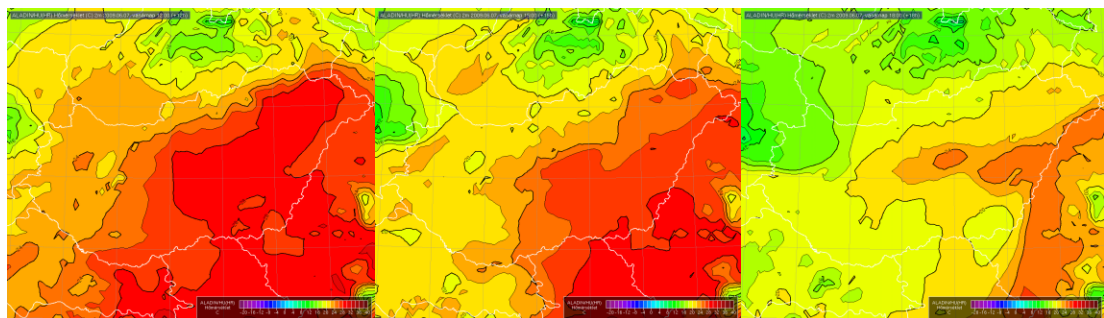
Európa felett ekkor egy teknő helyezkedett el, aminek előoldala Magyarország felett húzódott (48. ábra).

⁴ The European Centre for Medium-Range Weather Forecasts: A középtávú időjárás előrejelzések európai központja.



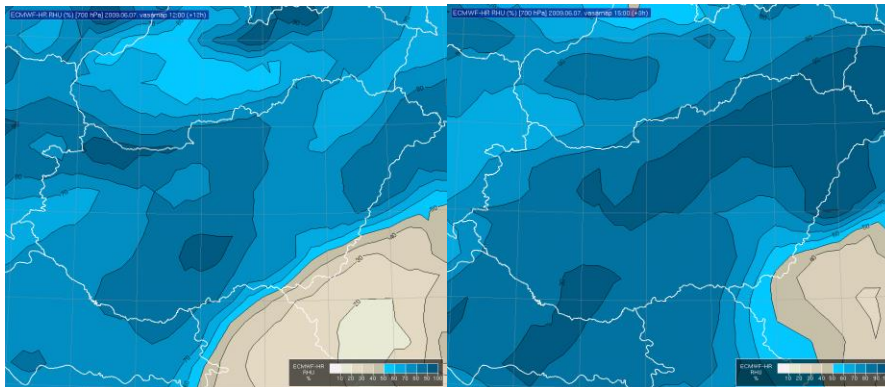
48. ábra. 500 hPa-os geopotenciál (gpm) és hőmérséklet(°C), ECMWF, 2009. 06. 07. 12 UTC.

Az előtte való napon, június 6-án a 850 hPa-os szinten erőteljes melegadvекció zajlott, 10–15 °C-os volt ennek a szintnek a hőmérséklete, ami a frontvonal előtt erősítette a konvektív instabilitását. A front június 7-én a nap folyamán haladt át az országon, így a nappali besugárzás tovább melegítette az alsóbb rétegeket, fokozva az instabilitást. A front dél körül az ország közepén húzódott délnyugat – északkeleti irányítottsággal, ekkor már 10 °C-os hőmérsékletkülönbség lépett fel 2 méteren az ország nyugati és keleti fele között. A 49. ábrán jól látható, ahogy a front áthaladtával lecsökkent a hőmérséklet.

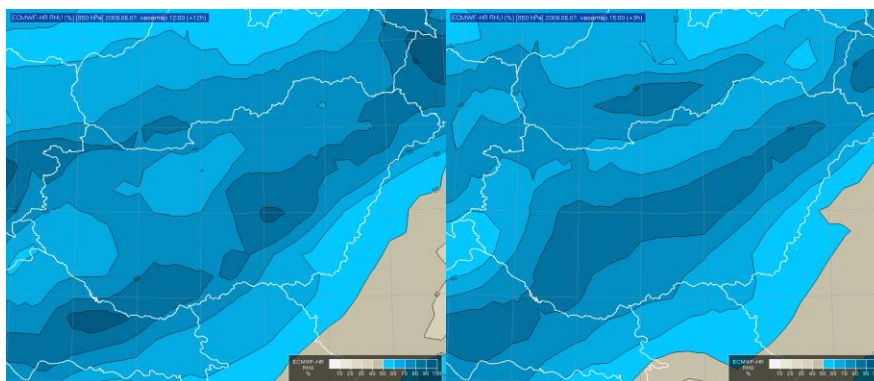


49. ábra. 2 méteres hőmérséklet (°C), ALADIN, 2009. 06. 07. 12-15-18 UTC.

Mindezek mellett a közép és alacsony szintű relatív nedvesség is magas (80-90 %) volt a déli, illetve kora délutáni órákban (50., 51. ábra).



50. ábra. 700 hPa-os relatív nedvesség (%), ECMWF, 2009. 06. 07. 12-15 UTC.

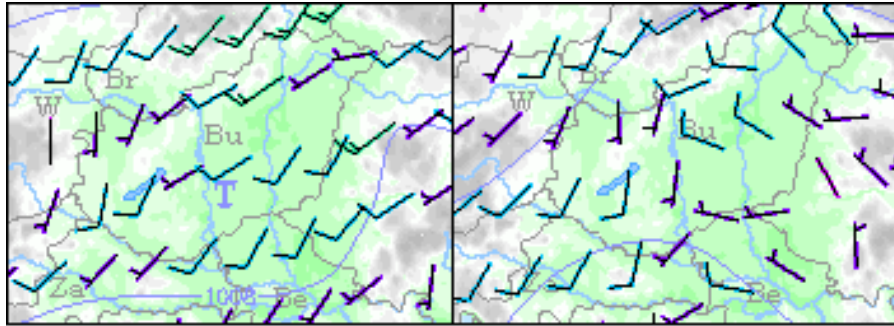


51. ábra. 850 hPa-os relatív nedvesség (%), ECMWF, 2009. 06. 07. 12-15 UTC.

Ez a szinoptikus helyzet, mely során a front menti konvergencia okozta kényszer konvekció, a fent említett melegadvекció által megnövekedett konvektív hasznosítható energia, a széllyírás a magasban, valamint az, hogy a front a kora délutáni órákban haladt át a Nyírségen, mikor is a hőmérséklet napi menete szintén megfelelő a konvektív folyamatok számára, ezek együttes hatása ideális helyzet volt zivatarok kialakulásához.

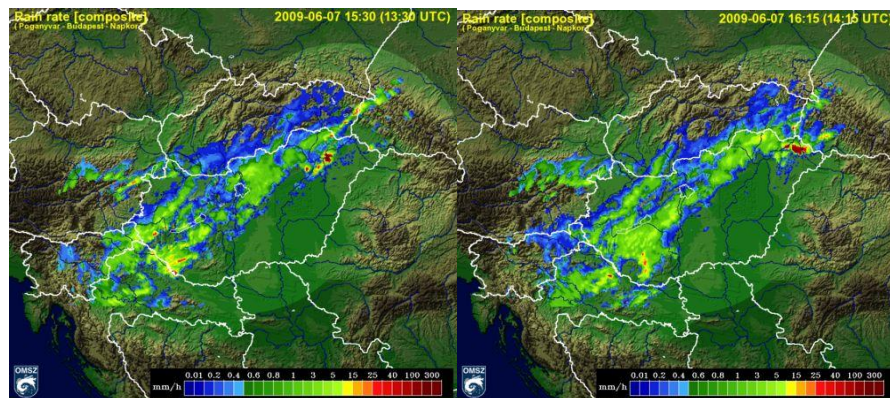
8.1.2. A vihar

A front 12 és 18 UTC között haladt át a Nyírség területén. Ennek során a délnyugati szél északnyugatira fordult, és megerősödött (51. ábra).



51. ábra. 2009. 06. 07. 12 UTC – 18 UTC – 10 méteres szél (m/s) (www.wetter3.de).

Ez a nagy jégesőt produkáló zivatar a Tisza-tó környékén alakult ki helyi idő szerint 14:30-kor, majd gyorsan erősödve haladt tovább északkeleti irányba. 15:30-kor érte el a Nyírséget, ekkor már közel 200 mm/h csapadékintenzitást mértek a radarok, s mire elérte a zivatar az országhatárt, kétszer akkora lett a kiterjedése, mint mikor belépett a Nyírség területére. (52. ábra).



49. ábra. 2009. 06. 07. 13:30 UTC – 14:15 UTC, csapadékintenzitás (mm/h) (www.met.hu).

Tekintettel a több órás élettartamra, a nagy reflektivitásra, valamint a maximális reflektivitási területek kis excentricitására, következtethetünk arra, hogy egy szupercellás helyzetről volt szó. Ahogy erről a szakdolgozat elején szó esett, ezek a legintenzívebb zivatarok, melyben az erős feláramlás következtében a jég szemek nagyra tudnak nőni, és így esés közben sem olvadnak el. Ebben az esetben ez az időjárási helyzet a Nyírség területén 3–5 cm-es nagyságú jégesőt eredményezett, ami hatalmas károkat okozott a térségben.

Az erre a napra kapott *Kitzmilller*-féle jég-valószínűség elérte a 80%-ot, a *Waldvogel*-féle pedig a 100 %-ot is (Függelék F2., F3. ábrája).

9. ÖSSZEFOGLALÁS

Diplomamunkám célja az volt, hogy részt vegyek egy operatíván is alkalmazható jégeső detektálási módszer fejlesztésében.

Első lépésként áttekintettem a leggyakrabban használt jégdetektálási módszereket, majd felépítettem a verifikációhoz szükséges adatbázist.

- A külföldön bevált eljárások közül *Waldvogel* módszere bizonyult a legalkalmasabbnak,
- a hazaiakat tekintve az EDGE-szoftver két jégre vonatkozó produktuma közül a jég-valószínűség számító eljárás bizonyult megfelelőnek,
- a verifikációs adatok szempontjából mindenképpen szükségesnek tartom, hogy újra kiépüljön hazánkban a felszíni jégeső észlelés. Jelenleg csak a NEFELA Egyesülés végez ilyen munkát, de ez csak a Dél-Dunántúlra korlátozódik.

A diplomamunka másik fő egysége a jég-valószínűség számítási módszerek tesztelése volt.

- *Kitzmilller* eljárása (a hazai radarok által használt algoritmus) magas jég-valószínűség értékeket adott a 2 cm feletti átmérőjű jégzemek esetén, míg a 2 cm alatti jégzemekre alacsony. Ez várható volt, hiszen a módszer csak a 2 cm feletti jég detektálására lett optimalizálva,
- a *Waldvogel*-módszer által kapott jég-valószínűségek, mind a kis, mind a nagy jégzemek esetén magas (valósághoz közeli) százaléértékeket adtak,
- a csak heves esővel járó zivataroknál a *Kitzmilller*-féle jég-valószínűség alacsony értékeket adott (ez lett a verifikációs küszöb), viszont a *Waldvogel*-módszer ilyen helyzetre is adott magas %-os értékeket, ami bizonytalanná teszi a módszer használhatóságát.

A dolgozat harmadik fő egysége a jég-valószínűségi módszerek verifikációja volt 5 kiválasztott napra, a pécsi NEFELA Egyesülés észleléseit felhasználva.

- a *Kitzmilller*-módszer valóban alkalmasnak bizonyult a 2 cm feletti jégzemek detektálására, az ennél kisebbek esetén már nagyfokú bizonytalanság jelentkezett,

- a *Waldvogel*-módszerben több bizonytalanság mutatkozott, sokkal több helyre adott nagy jég-valószínűséget, mint ahol valóban jégeső volt.

További célunk a verifikációs eljárás kiterjesztése egy-egy „jégesős szezon” elemzése, pontosabb ismeretek megszerzése a két, általam vizsgált módszer viselkedéséről. Mindezek után a következő lépés lehetne – szintén további tudományos munka keretében – modell outputok megadásával történő jégeső előrejelzés, ami hozzájárulhatna a személy-, és vagyonvédelem erősítéséhez veszélyes jégesős helyzetekben.

10. KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

Szeretném megköszönni témavezetőmnek, Dr. Dombai Ferencnek, hogy mindvégig lelkesen támogatta a munkámat. Hálás vagyok, hogy segítséget nyújtott a nehézségek legyőzésében és mindig kellő tanáccsal látott el. Szeretnék köszönetet mondani tanszéki konzulensemnek, Dr. Weidinger Tamásnak az alapos lektorálásért, valamint hasznos tanácsaiért.

Köszönöm a pécsi NEFELA Egyesülésnek a rendelkezésemre bocsátott adatokat, melyek jelentősen megkönnyítették a munkámat. Valamint az OMSZ munkatársainak, akik az EDGE-szoftverrel történő munkát segítették, és biztosították, hogy a HAWK3-rendszer segítségével végezzem el az esettanulmányokat.

Hálásan köszönöm a szüleimnek, a nagyszüleimnek és az Ecsedi családnak, hogy mindvégig mellettem álltak, bíztattak és mindenben támogattak. Nagyon nagy segítséget jelentettek számomra, nélkülük talán nem jutottam volna el idáig. Köszönöm öcsém és barátaim munkám iránti figyelmét és érdeklődését.

11. IRODALOMJEGYZÉK

- Abshaev M.T., Sulakvelidze G.K., Burtsev I.I., Abshaev A.M.*, 2006: New means of hail suppression, Russia
- Amburn, S. A. and Wolf, P. L.*, 1997: Vil density as a hail indicator. *Wea. and Forecasting* **12**, 473–478.
- Auer, A.H.Jr.*, 1994: Hail recognition through the combined use of radar reflectivity and cloud-top temperatures. *Mon. Wea. Rev.* **122**, 2218–2221.
- Byers, H.R. and Braham, R.R.*, 1949: The Thunderstorm: Final Report of the Thunderstorm Project. *US. Dept. of Commerce*, Washington, D.C.
- Changnon, S.A. and Ivens, J.L.*, 1981: History repeated: the forgotten hail cannons of Europe. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **62**, 368–375.
- Dessens, J.*, 1986: Hail in southwestern France, II: Results of a 30-year hail prevention project with silver iodide seeding from the ground. *J. Appl. Meteor.* **25**, 48–58.
- Dombai, F.*, 2007: Hazai villámlás lokalizációs és radar adatok összehasonlító elemzése. Doktori értekezés, *ELTE Földtudományi Doktori Iskola, Földrajz-meteorológia Program*, Budapest.
- EDGE*, 2007: Meteorological Products Technical Description. *Enterprise Electronics Corporation*, Alabama, 5–57.
- Edwards, R. and Thompson R.L.*, 1998: Nationwide comparisons of hail size with wsr-88d vertically integrated liquid water and derived thermodynamic sounding data. *Wea. and Forecasting* **13**, 277–285.
- Federer, B.*, 1977: Methods and results of hail suppression in Europe and in the USSR. In: *BRANT FOOTE, G., C.A.*
- Geresdi, I.*, 2004: Felhőfizika. *Studia Geographica, Dialóg Campus Tankönyvek*, Budapest-Pécs.
- Greene, D.R. and Clark R.A.*, 1972: Vertically integrated liquid water a new analysis tool. *Mon. Wea. Rev.* **100**, 548–552.
- Holleman, I.*, 2001: Hail detection using single-polarization radar. *Scientific Report, KNMI WR 2001-01*.

- Kitzmilller, D. H., Breidenbach, J. P., 1993: Probabilistic Nowcasts of large hail based on volumetric reflectivity and storm environment characteristics. – *Preprints, 26th Int. Conf. on Radar Meteorology*, Norman, OK, AMS (Boston), 157-159.
- Kraus, T.W., 1999: Hail suppression. *7th WMO Conf. Weather Modification (Chiang Mai; WMO Tech. Note No 936, WMP-Rep. No 31), Suppl.*, 33–38.
- List, R., 1963: On the effect of explosion waves on hailstone models. *J. Appl. Meteor.* **2**, 494–497.
- List, R., 2004: Weather modification, a scenario for the future. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **85**, 51–63.
- Lenning, E., Fuelberg, H.E. and Watson, A.I., 1998: An evaluation of wsr-88d severe hail algorithms along the northeastern gulf coast. *Wea. and Forecasting* **13**, 1029–1044.
- Mallafré, M. C., 2008: Identificación y caracterización del granizo mediante el radar meteorológico. Modelos de predicción del ciclo de vida de las células convectivas - Programa de doctorat d’Astronomia i Meteorologia Bienni 2002-2004 Departament d’Astronomia i Meteorologia – Universitat de Barcelona
- Mason, B.J., 1971: The Physics of Clouds. *Clarendon Press, Oxford UK*.
- OMSZ, 1995: Fejezetek a magyar meteorológia történetéből 1971 – 1995, Budapest
- Petrocchi, P. J., 1982: Automatic detection of hail by radar. AFGL-TR-82-0277. – *Environmental Research Paper 796, Air Force Geophysics Laboratory, Hanscom AFB, MA*, 33 pp.
- Schleusener, R.A., 1968: Hailfall damage suppression by cloud seeding – a review of the evidence. – *J. Appl. Meteor.* **7**, 1004–1011.
- Schnell, R.C. and Vali, G., 1972: Atmospheric Ice Nuclei from Decomposing Vegetation. *Nature* **236**, 163–165.
- Sulakvelidze, G.K., Bibilashvili, N.S. and Lapcheva, V.F., 1965: Formation of precipitation and modification of hail processes. *Gidrometeoizdat, Leningrad (transl. Isr.Progr.Sci.Tr. 1967)*, 208 pp.
- Vittori, O., 1960: Preliminary note on the effects of pressure waves upon hailstones. *Nubila* **3**(1), 34–52
- Waldvogel, A., 1974: The N_0 jump in raindrop spectra. *J. Atmos. Sci.* **31**, 580–590.
- Waldvogel, A., Federer, B. and Grimm, P., 1979: Criteria for the detection of hail cells. *J. Appl. Meteor.* **18**, 1521–1525.
- Wieringa, J. and Holleman, I., 2006: If cannons cannot fight hail, what else? *Meteor. F.*, **15**, 3, 659–669.

- Witt, A., Eilts, M.D., Stumpf, G.J., Johnson, J.T., Mitchell, E.D. and Thomas, K.W., 1998:
An enhanced hail detection algorithm for the wsr-88d. *Wea. and Forecasting* **13**,
286–303.
- WMO, 2001: WMO statement on the status of weather modification. *53rd WMO Exec. Council, Annex III*, 94–98.

Internetes hivatkozások

www.bama.hu

www.erh.noaa.gov

www.idokep.hu

www.k3jae.com/wxstormdevelopment.php

www.origo.hu

www.steinbachweather.ca/pictures.php

www.ucar.edu/communications/factsheets/Hail.html

www.wetter3.hu

www.wdtb.noaa.gov/courses/dloc/workshop/presentations/HailTalk_DLOC2007.ppt

www.zamg.ac.at

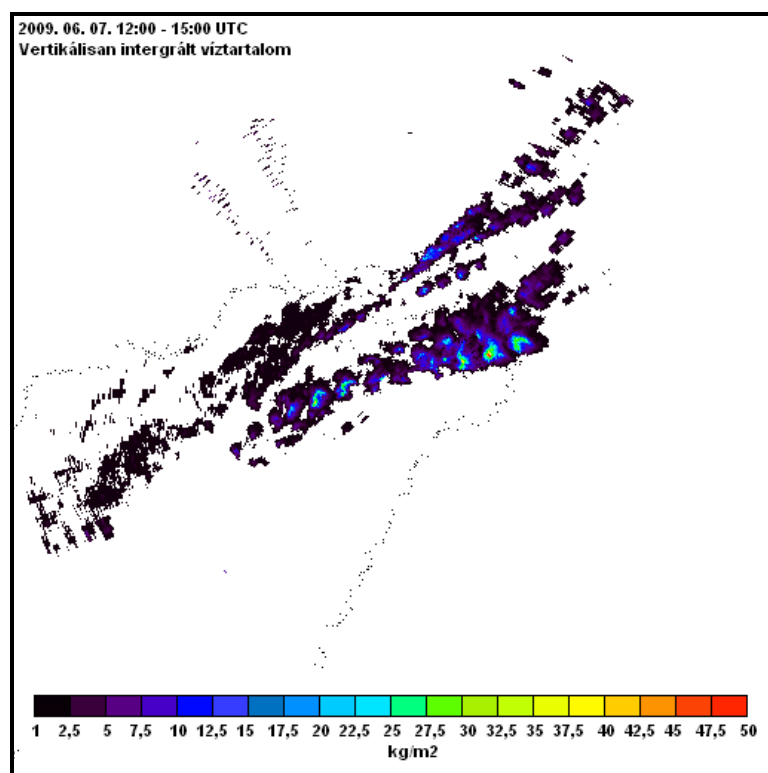
12. FÜGGELÉK

A függelék tartalmazza a

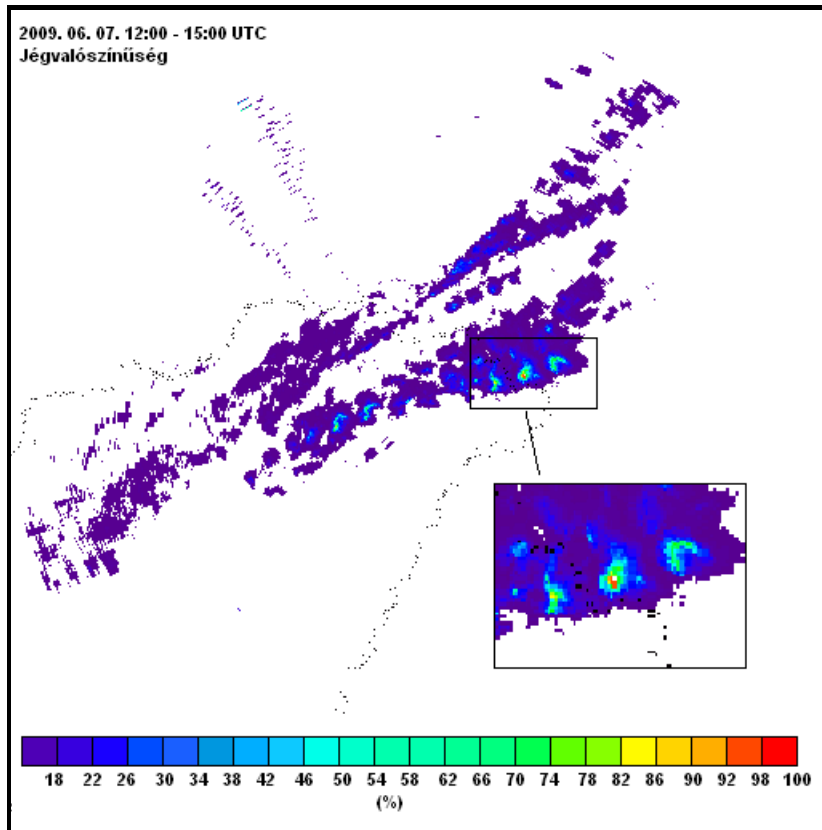
- 2009. 06. 07. Tiszántúl (a. csoport),
- 2009. 06. 07. Dunántúl (b. csoport),
- 2009. 06. 11. Tiszántúl (a. csoport),
- 2009. 06. 26. Dunántúl (b. csoport),
- 2009. 07. 18. Dunántúl (a. csoport)

vertikálisan integrált víztartalom, *Kitzmilller*-féle jég-valószínűség, *Waldvogel*-féle jég-valószínűség, valamint utóbbi kettő verifikációjának eredményeit.

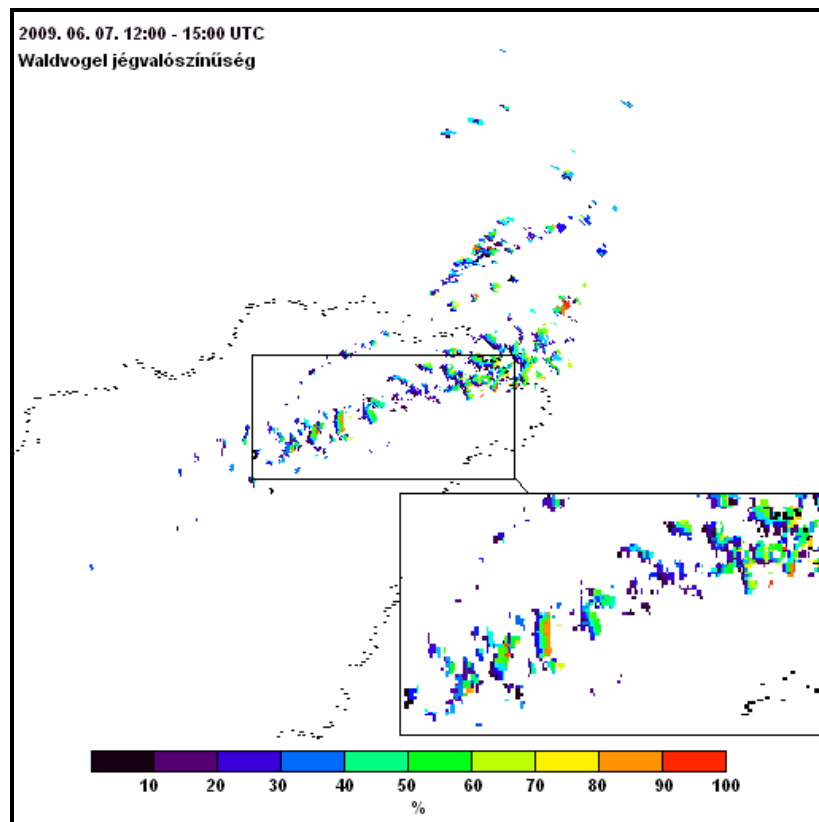
2009. 06. 07.



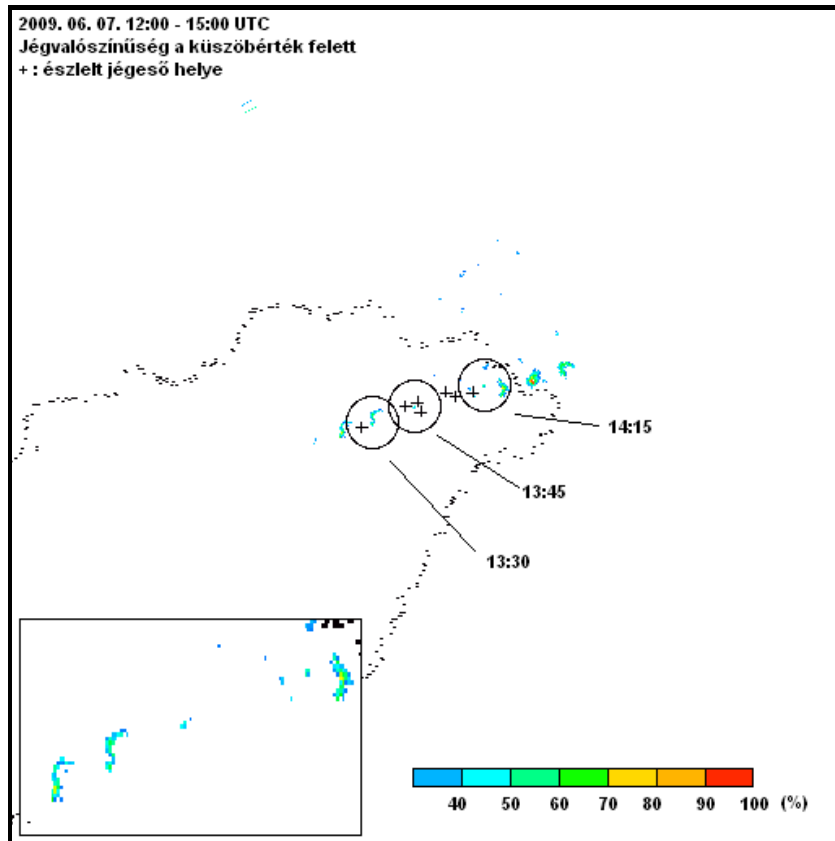
F1. ábra. VIL (kg/m²).



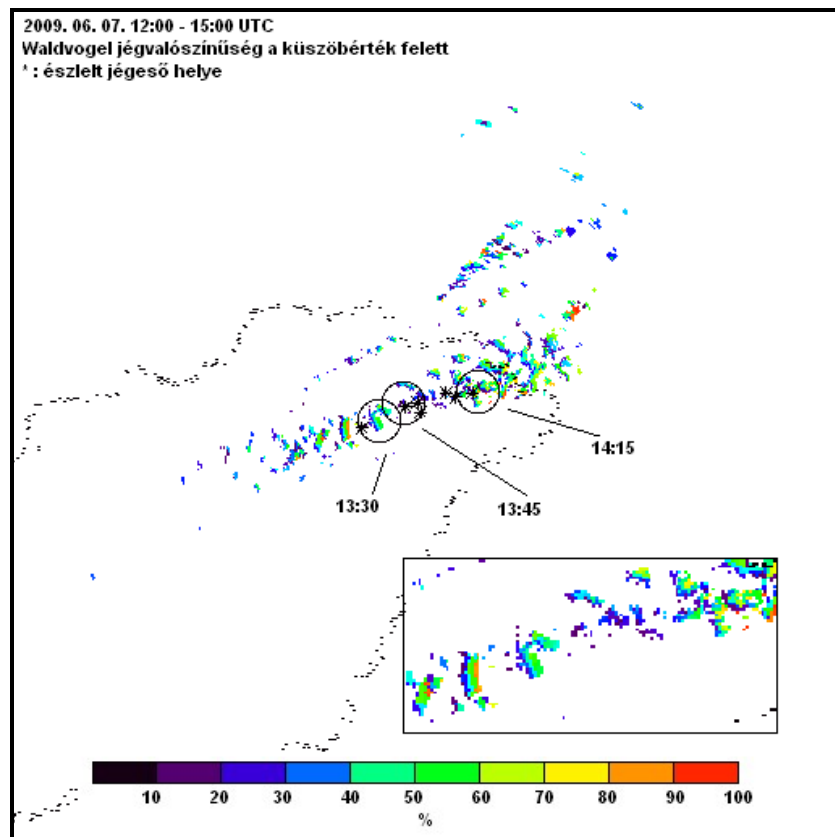
F2. ábra. Kitzmiller-féle jég-valószínűség (%).



F3. ábra. Waldvogel-féle jég-valószínűség (%).

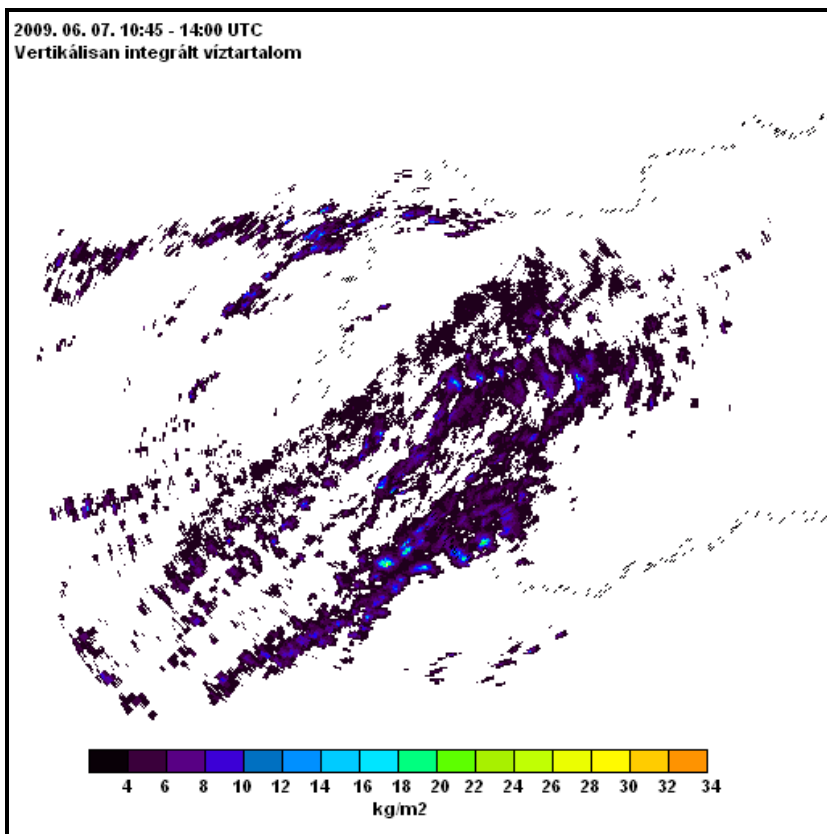


F4. ábra. Verifikációs Kitzmiller-féle jég-valószínűség (%).

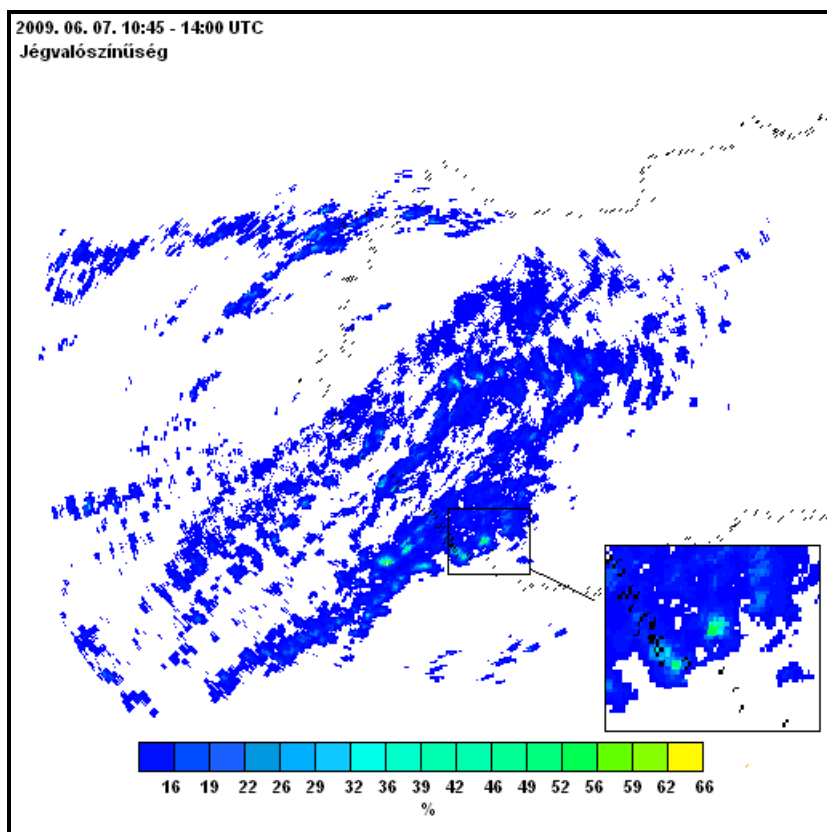


F5. ábra. Verifikációs Waldvogel-féle jég-valószínűség (%).

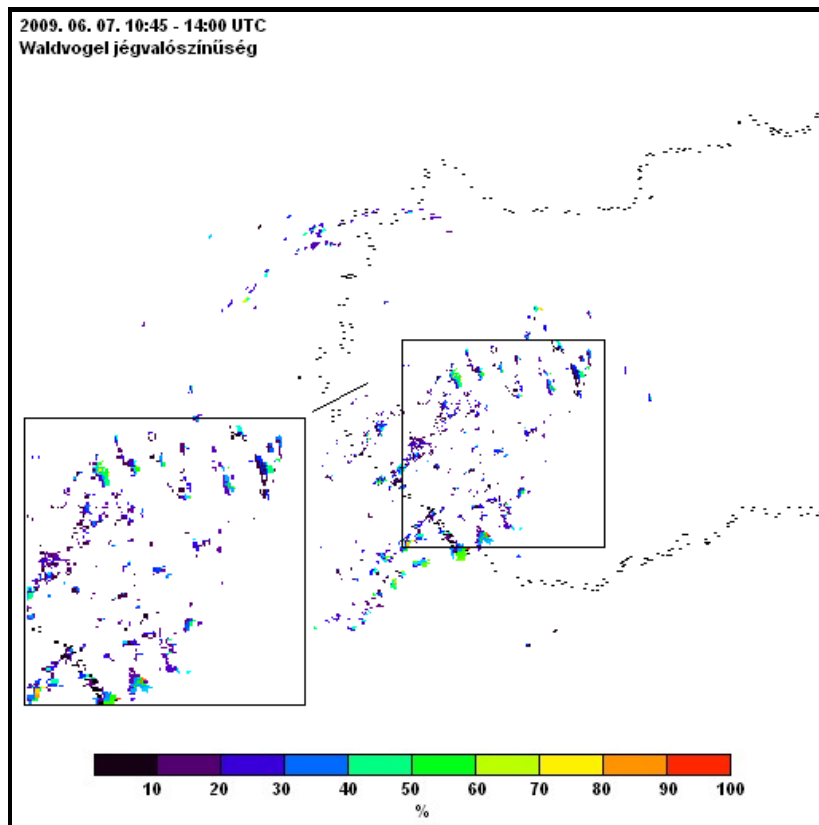
2009. 06. 07.



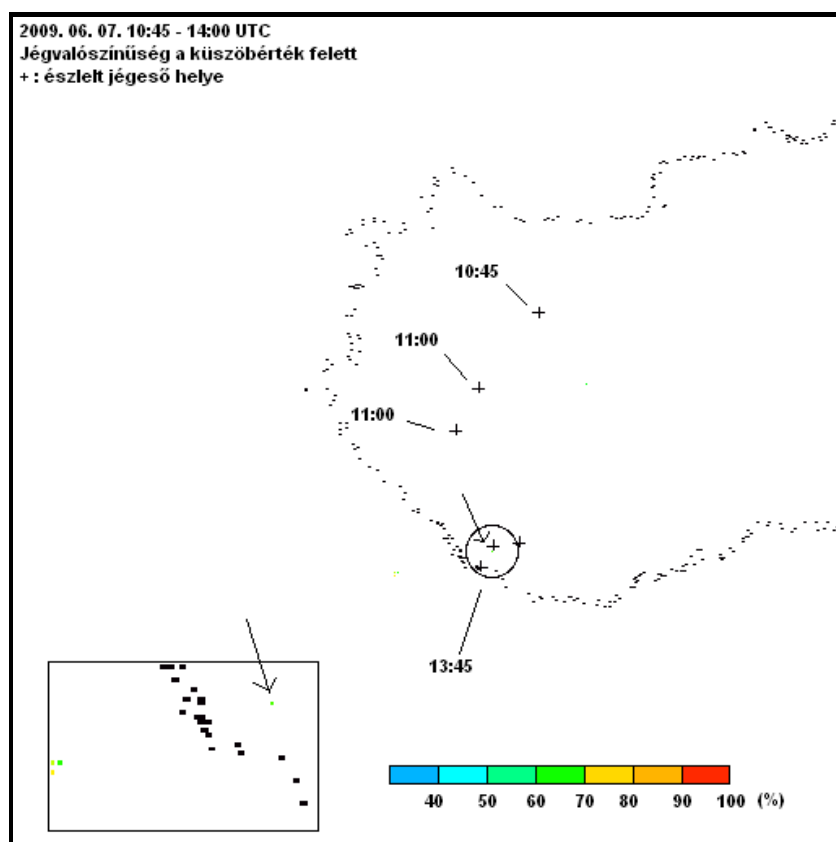
F6. ábra. VIL (kg/m²).



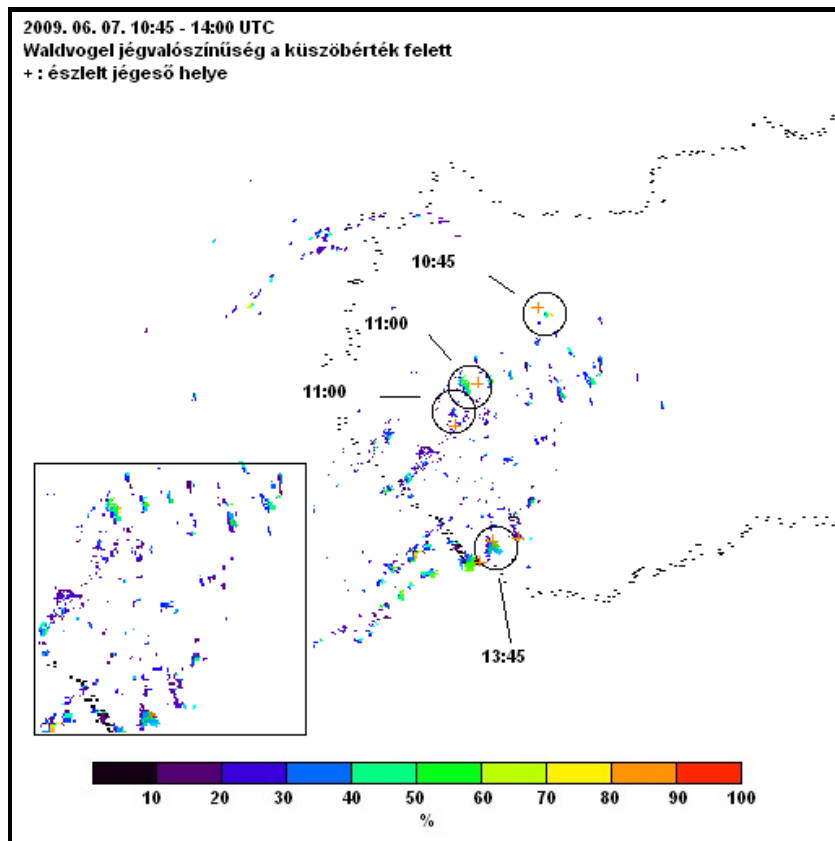
F7. ábra. Kitzmiller-féle jég-valószínűség (%).



F8. ábra. Waldvogel-féle jég-valószínűség (%).

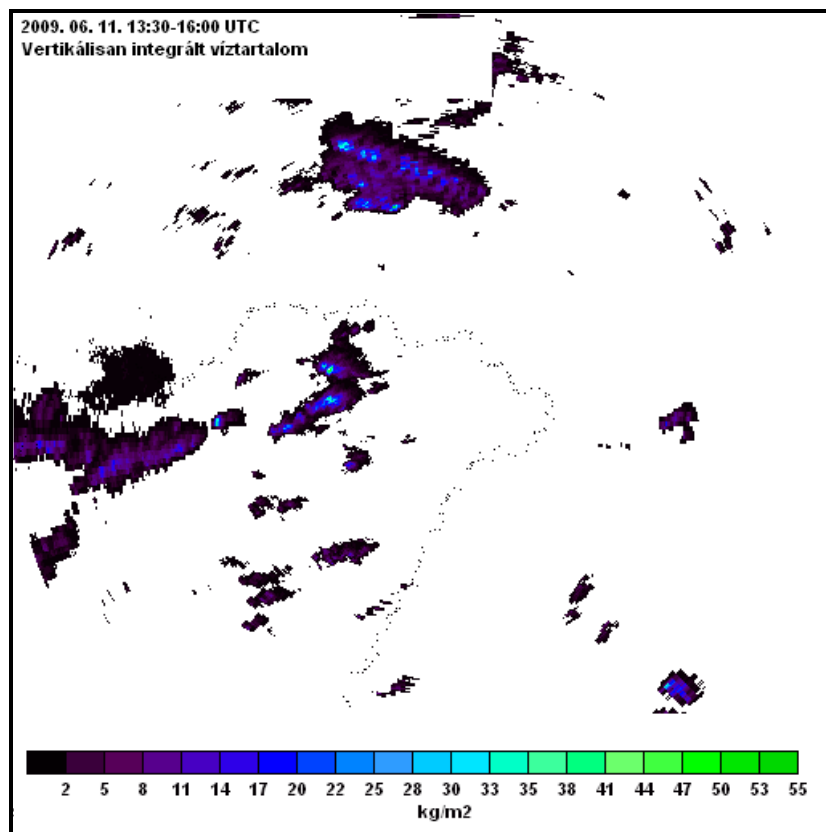


F9. ábra. Verifikációs Kitzmiller-féle jég-valószínűség (%).

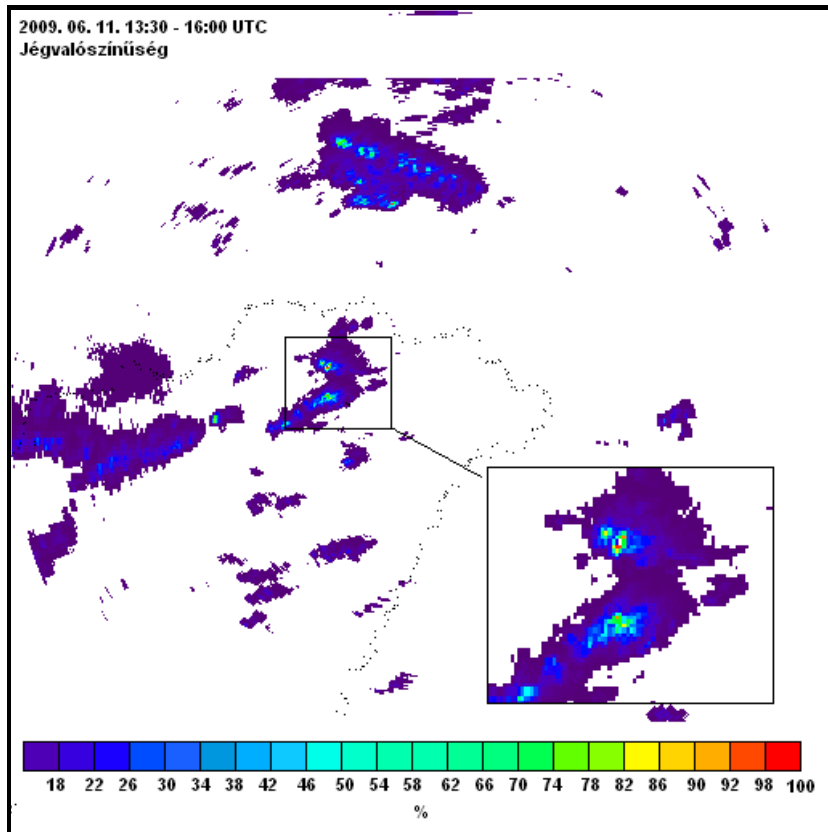


F10. ábra. Verifikációs Waldvogel-féle jég-valószínűség (%).

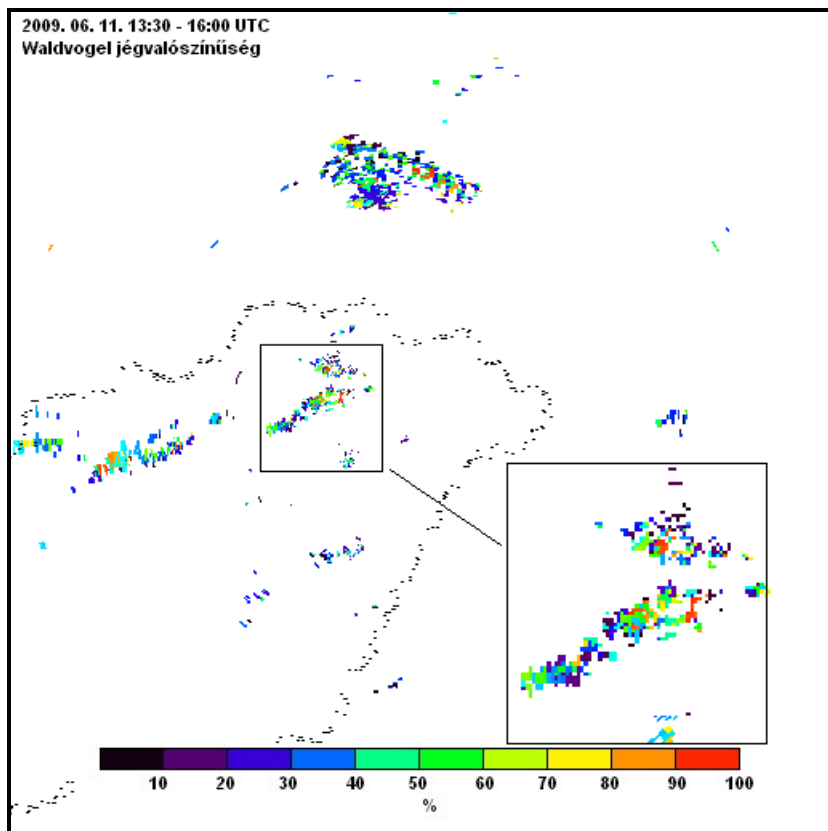
2009. 06. 11.



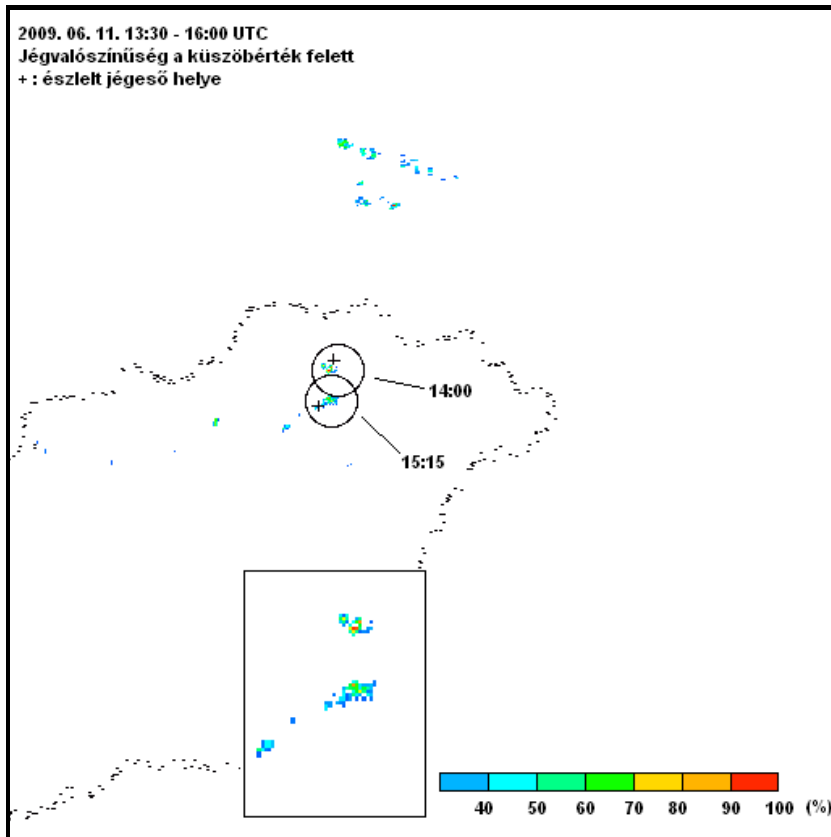
F11. ábra. VIL (kg/m²).



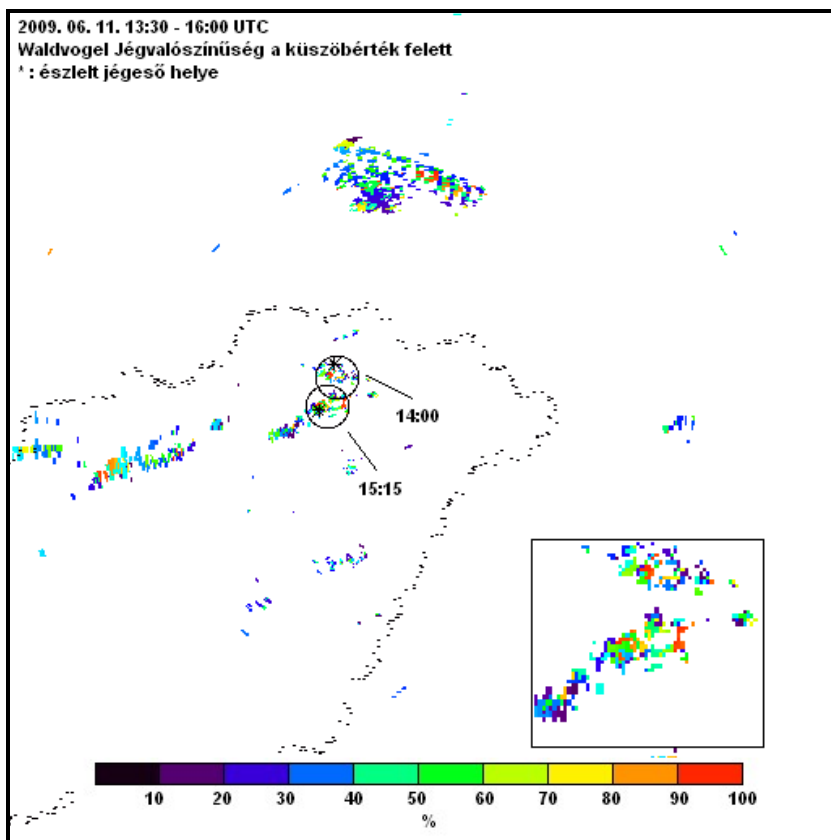
F12. ábra. Kitzmiller-féle jég-valószínűség (%).



F13. ábra. Waldvogel-féle jég-valószínűség (%).

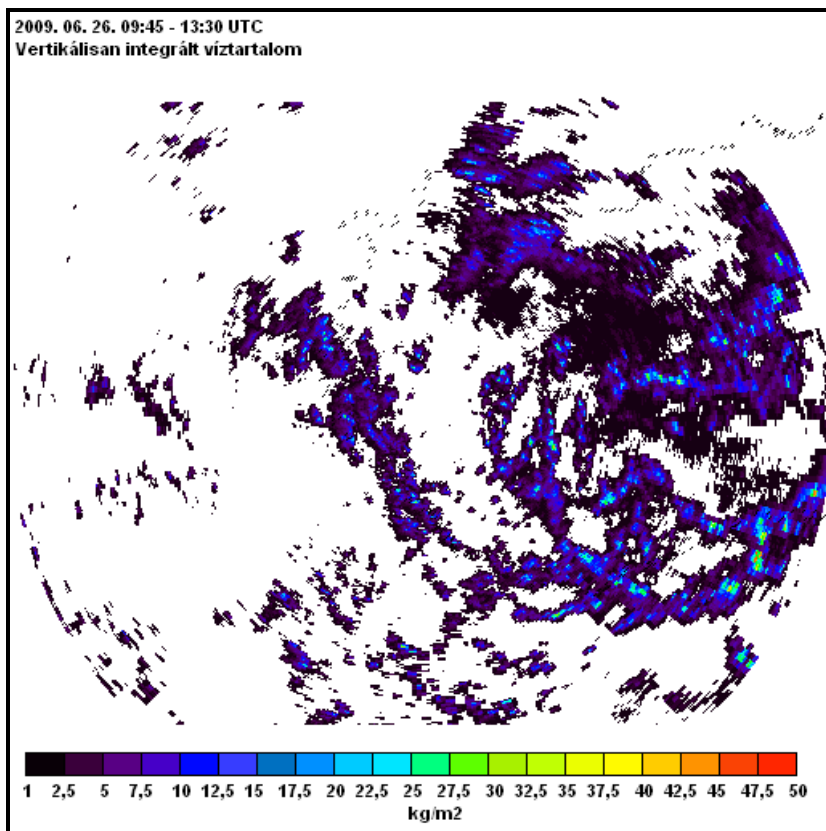


F14. ábra. Verifikációs Kitzmiller-féle jég-valószínűség (%).

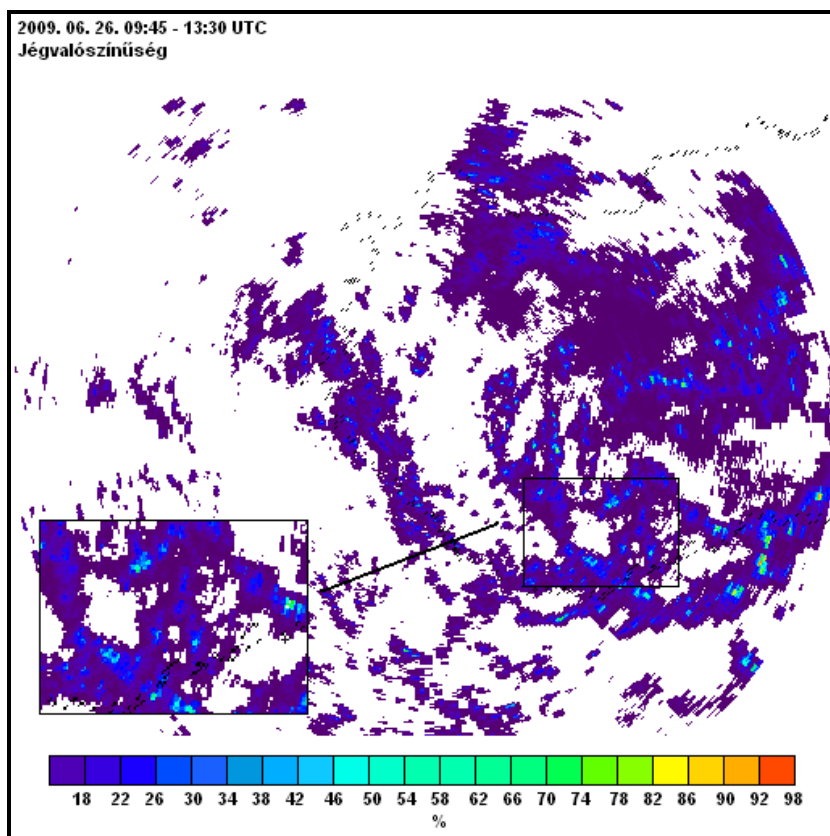


F15. ábra. Verifikációs Waldvogel-féle jég-valószínűség (%).

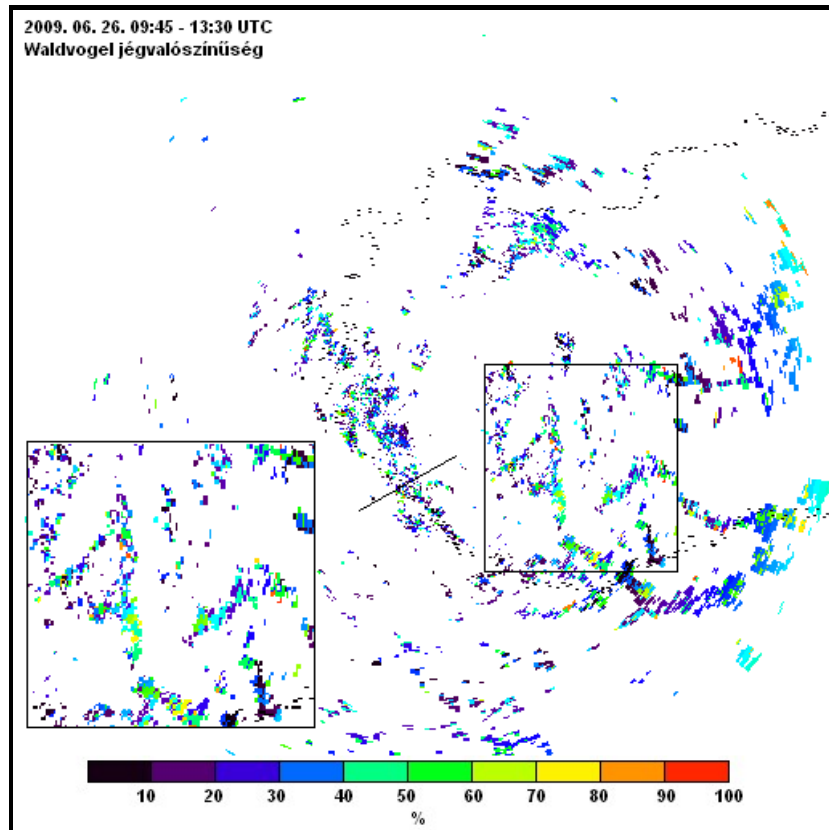
2009. 06. 26.



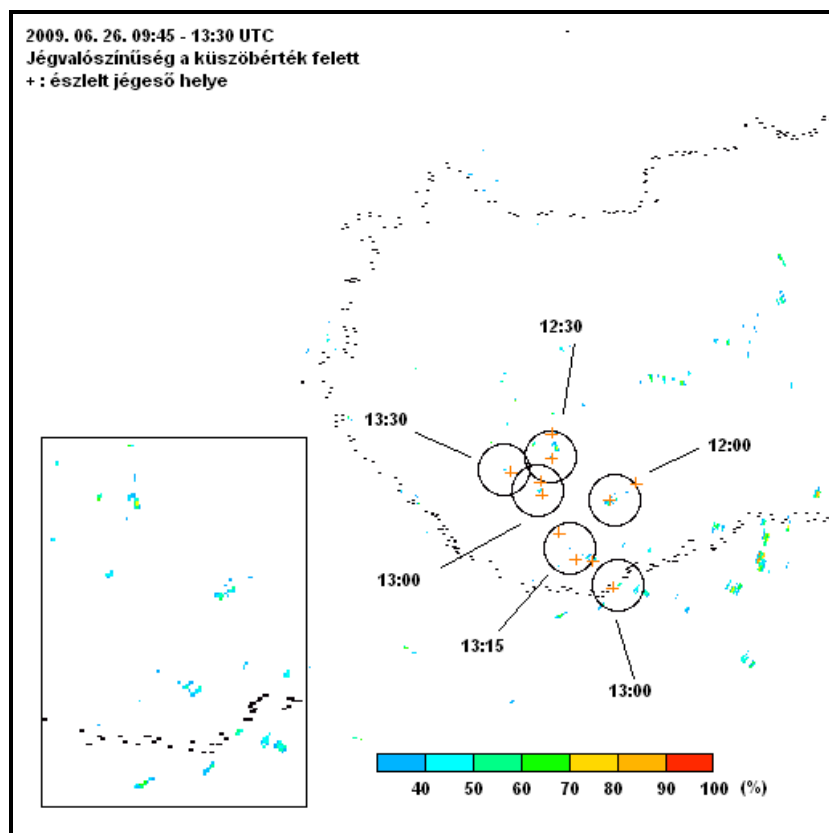
F16. ábra. VIL (kg/m^2).



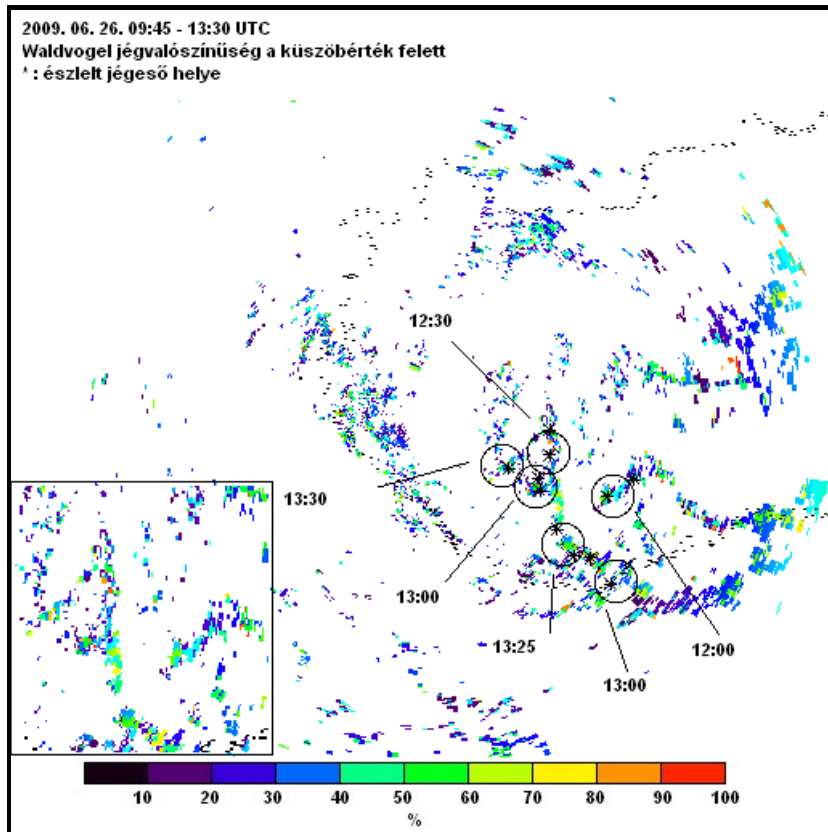
F17. ábra. Kitzmiller-féle jég-valószínűség (%).



F18. ábra. Waldvogel-féle jég-valószínűség (%).

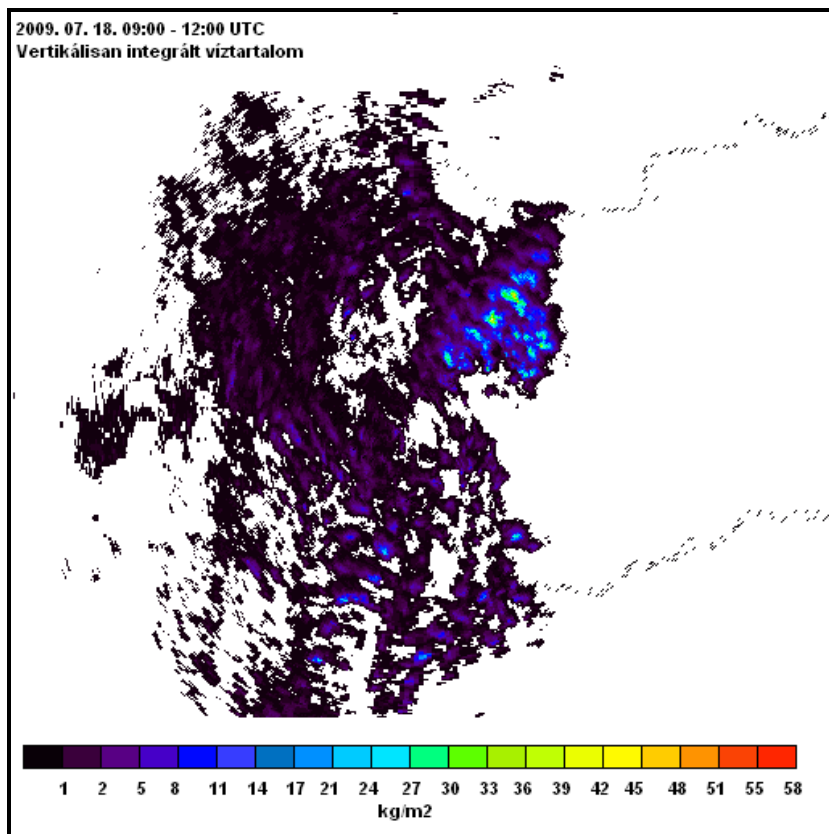


F19. ábra. Verifikációs Kitzmiller-féle jég-valószínűség (%).

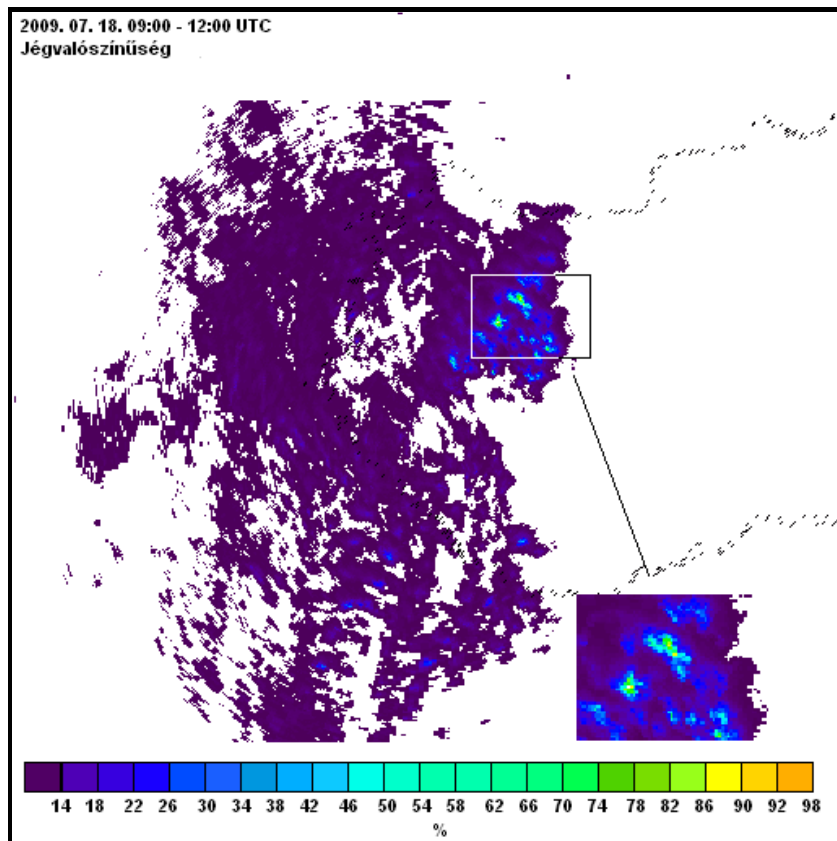


F20. ábra. Verifikációs Waldvogel-féle jég-valószínűség (%).

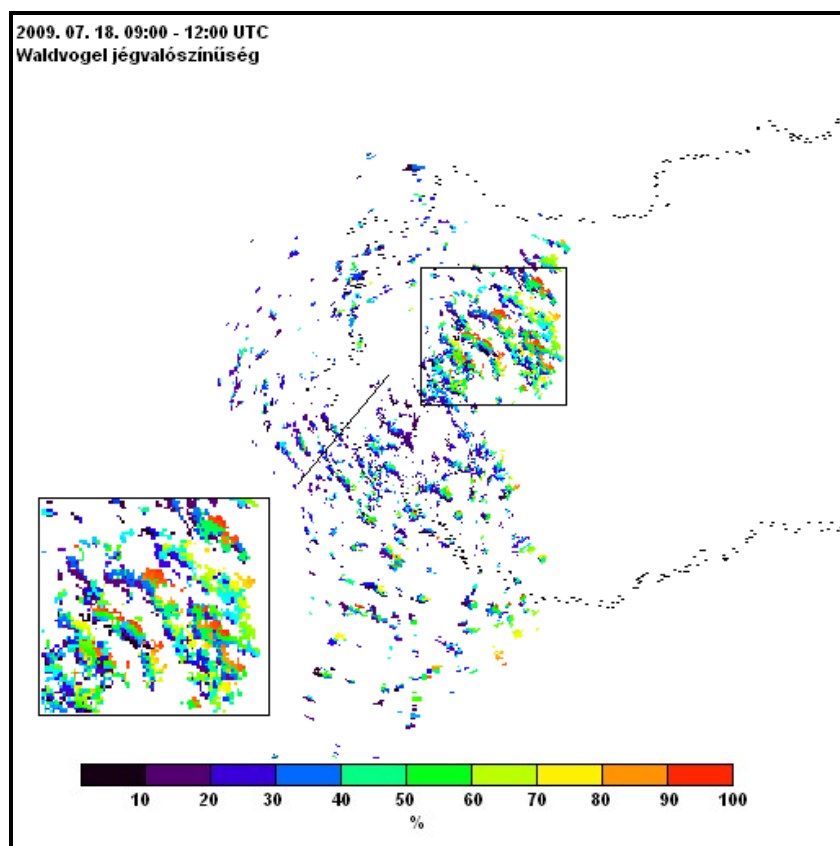
2009. 07. 18.



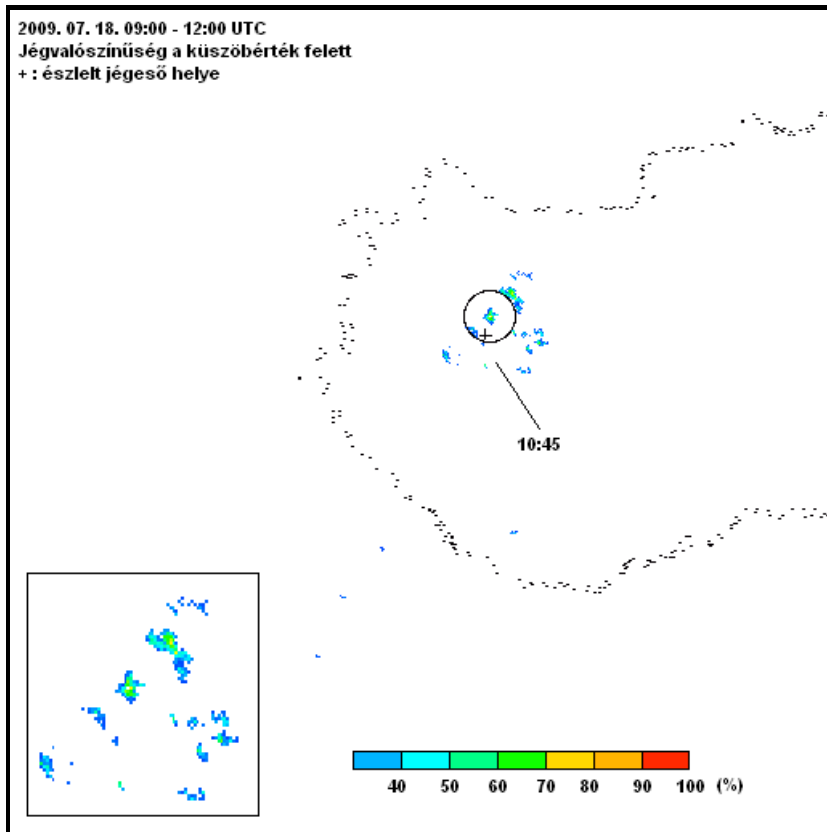
F21. ábra. VIL (kg/m²).



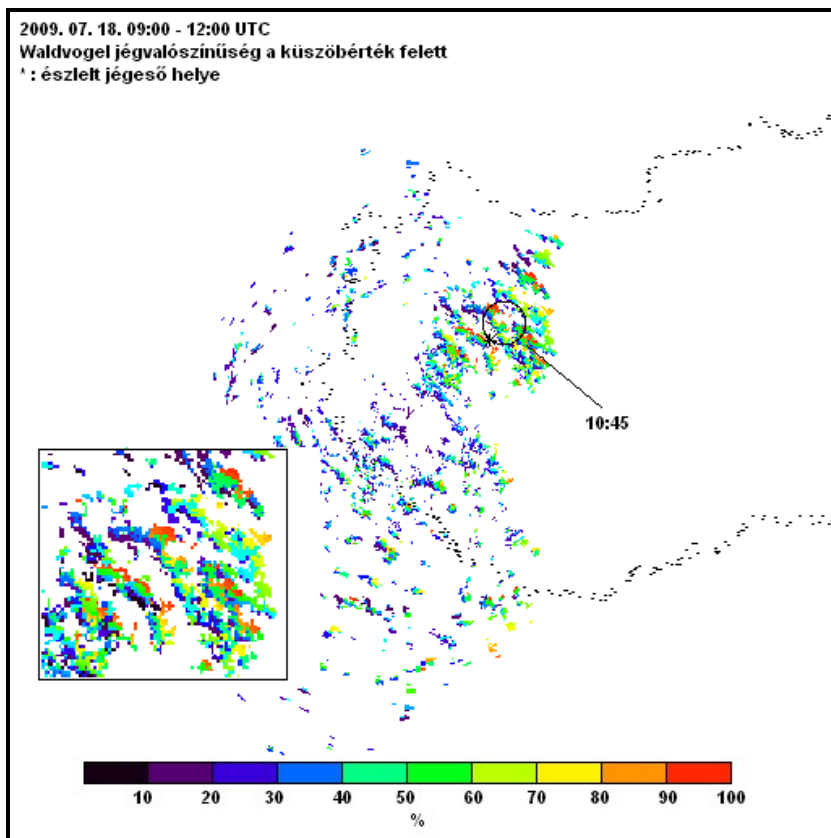
F22. ábra. Kitzmiller-féle jég-valószínűség (%).



F23. ábra. Waldvogel-féle jég-valószínűség (%).



F24. ábra. Verifikációs Kitzmler-féle jég-valószínűség (%).



F25. ábra. Verifikációs Waldvogel-féle jég-valószínűség (%).