

Eötvös Loránd Tudományegyetem  
Földrajz- és Földtudományi Intézet  
Meteorológiai Tanszék

# **Az olvadási réteg detektálása csapadéokban felhőalaptermők visszaszóródási adatsoraiból**

DIPLOMAMUNKA



Készítette:

**Mester Máté Attila**

Meteorológus mesterszak,  
Előrejelző szakirány

Témavezetők:

**Szabó Zoltán Attila**

**Sebők István** (Országos Meteorológiai Szolgálat)

Belső konzulens:

**Mészáros Róbert**

ELTE TTK, Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2017



# Tartalom

1. Bevezetés.....	4
2. Távérzékelés, felhőalpmérők.....	5
2.1. A távérzékelés definíciója, rövid története .....	5
2.2. A távérzékelés története hazánkban.....	6
2.3. A lézeres távérzékelés története.....	6
2.4. A lidar működési elve, részei.....	7
2.5. Meteorológiai célú lidar-ok, felhőalpmérők .....	8
2.5.1. A felhőalpmérők, a lidar-egyenlet .....	10
2.5.2. A felhasznált műszer bemutatása: Vaisala CL31 .....	13
3. A dark band jelenség és vizsgálata.....	15
3.1. Az olvadási réteghez kapcsolódó jelenségek .....	15
3.2. A sztratiform csapadékképződés rövid leírása, a radar és a lidar bright band.....	16
3.3. A lidar dark band kialakulásának okai: elméletek, mérések.....	18
3.4. A dark band tulajdonságai .....	22
3.5. Konklúzió.....	24
4. A detektáló algoritmus bemutatása, esettanulmányok .....	26
4.1. Az algoritmus jellemzése.....	26
4.1.1. A dark band keresése: a jellegzetes lokális minimumok detektálása .....	31
4.2. Az algoritmus ellenőrzése.....	37
4.3. Esettanulmányok.....	40
4.3.1. Budapest, 2015. október 11. ....	40
4.3.2. Budapest, 2015. november 22. ....	42
4.3.3. Budapest, 2016. január 07. ....	44
4.3.4. Budapest, 2016. február 10.....	45
5. Felhasználhatóság, fejlesztési lehetőségek.....	48
5.1. Alkalmazhatóság.....	48
5.2. A módszer határai, hibái .....	49
5.3. Fejlesztési lehetőségek.....	49
6. Összefoglalás.....	51
Köszönetnyilvánítás .....	52
Irodalomjegyzék: .....	53



## 1. Bevezetés

A meteorológiai mérés technikában a közismertebbnek tekinthető radarokon és műholdakon kívül más távérzékelési rendszereket is alkalmaznak, ezek egyike a lidar elven működő felhőalpmérő. Ezeket jelenleg gyakorlatilag egy feladatra, azaz a felhőalap magasságának meghatározására használják, holott felhasználásuk köre bővíthető lenne.

A radarok esetében csapadékos időszakban gyakran megfigyelhető a *bright band* jelenség: ez nem más, mint az olvadási réteg megjelenése a radarképeken. Ebben a rétegben megy végbe a hulló csapadékrészecskék fázisátalakulása, így magasságának meghatározása fontos információ lehet a meteorológia számos területén, például a repülésmeteorológiában. A bright band jelenség kialakulásának oka elsősorban a részben olvadt csapadékrészecskék magas radarreflektivitása, másodsorban pedig a felgyorsuló, kisméretű cseppek koncentrációjának csökkenése adott térfogatban a bright band jelmaximuma után.

A lidar elven működő berendezések, így a felhőalpmérő visszaszóródási adatsoraiban is megjelenik az olvadási réteg, de a radartól eltérően itt egy sötét sávról beszélhetünk, ami a visszaszóródás intenzitásának csökkenése miatt alakul ki. A radar bright band mintájára ez a *dark band* nevet kapta a szakirodalomban. A szakmai körökben általánosan elfogadott elmélet szerint kialakulása a csapadékrészecskék hirtelen méretcsökkenéséhez köthető, amikor azok belesnek az olvadási rétegbe.

Diplomamunkám célja egy olyan algoritmus kidolgozása volt, ami nagy biztonsággal képes a dark band detektálására felhőalpmérők visszaszóródási adatsoraiban. A munkához szükség volt egy olyan felületre, amin megjeleníthető a visszaszóródási profilok időbeli menete. Ilyen felület vagy program nem állt rendelkezésemre, így a programozási munka magában foglalta ennek elkészítését is. Ezt követte a detektáló algoritmus kifejlesztése.

A létrehozott program segítségével megvizsgáltuk a 2015 ősztől 2016 tavaszáig terjedő időszak több olyan napját, amikor jelentősebb mennyiségű csapadék hullott. A méréseket az Országos Meteorológiai Szolgálat pestszentlőrinci állomásán végezték. Az algoritmus ellenőrzéséhez és a detektálás verifikálásához a pestszentlőrinci rádiószondás felszállások mérései mellett felhasználtuk a közeli Liszt Ferenc Nemzetközi Repülőtérre vonatkozó METAR táviratokat is.

A kapott eredmények azt mutatják, hogy a dark band felső határának detektálásával meghatározhatjuk azt a magasságot, ahol megkezdődik a hulló csapadékrészecske olvadása. Ez a legtöbb esetben a szonda által mért 0 °C magassága alatt következik be, aminek oka valószínűleg a párolgás vagy a szublimáció hűtő hatása, illetve a fel- és leáramlások.

## 2. Távérzékelés, felhőalaplómérők

### 2.1. A távérzékelés definíciója, rövid története

A távérzékelés azoknak a megfigyelési és mérési eljárásoknak a tudományterülete, amelyek segítségével úgy gyűjthetünk információt a céltárgy fizikai tulajdonságairól, hogy az érzékelő a céltárggyal vagy a vizsgált jelenséggel nem kerül közvetlen kapcsolatba (Campbell and Wynne, 2011). A távérzékelési rendszereket két nagy csoportra oszthatjuk. Passzív távérzékelési rendszerekről akkor beszélünk, ha az érzékelők valamilyen természetes forrásból származó sugárzást mérnek (W0). Ezzel szemben az aktív távérzékelési rendszerek mesterséges forrást használnak a céltárgy letapogatására, azaz az általuk kibocsátott sugárzás visszaverődik a céltárgyról, és bejut a műszer érzékelőjébe – tehát a műszer sugárforrás és érzékelő is egyben (W1). Az I. táblázat néhány meteorológiai távérzékelési eszköz legfontosabb jellegzetességéről ad tájékoztatást (W2).

I. Táblázat: Néhány meteorológiai távérzékelési eszköz legfontosabb jellemzője (Forrás: W2 alapján)

Eszköz neve	Felhasználási terület	Méréstartomány	Mért adat
Időjárási radar	időjárás előrejelzés veszélyjelzés, hidrológiai információk, kutatás	horizontálisan: 150– 250 km  vertikálisan: radar fölötti légréteg	csapadék intenzitás  egyes típusok: radiális szél
SODAR (hangradar)	információk erőművek tervezése, üzemeltetése számára, kutatás	néhány 100 m-es magasságig	vertikális szélprofil
Windprofiler (szélprofil-mérő)	numerikus modellek bemenő adatai, kutatás	akár 15 km-es magasságig	vertikális szélprofil
RASS (Rádió akusztikus szondázó rendszer)	numerikus modellek bemenő adatai, kutatás	néhány km-es magasságig	vertikális szélprofil  vertikális hőmérsékleti profil
LIDAR (lézer radar)	léggöri összetevők, áramlások vizsgálata, kutatás	akár 10–15 km-es magasságig	visszaszóródás részecskékről

A távérzékelés története tágabb értelemben a 18. századra nyúlik vissza, Európában ekkor találták fel a hőlégballont, és 1783-ban a Montgolfier-fivérek végrehajtották az első sikeres, embert is szállító hőlégballonos repülést. A 19. század első felében pedig

megalkották a fényképezőgépet, ezzel létrehozva a megfelelő érzékelőt a szállítóplatformhoz – megszületett a légi fényképezés, aminek egyik első hasznosítója a hadvezetés volt. A 20. század ezen a tudományterületen is robbanásszerű áttörést hozott: a rádiózás, a repülés és a rakéatechnika fejlődése magával vonta a távérzékelés fejlődését is. A II. világháború után elterjedtté vált a radarok használata, nemcsak katonai területen, de a meteorológiai gyakorlatban is. Föld körüli pályára álltak az első műholdak, köztük 1959-ben a Vanguard-2, az első meteorológiai műhold is (noha az első valóban sikeres meteorológiai műholdnak a TIROS-1 tekinthető, amit 1960-ban lőttek fel).

## **2.2. A távérzékelés története hazánkban**

A magyar távérzékelés úttörőinek a császári és királyi haderő légi fényképészei tekinthetők, azonban a meteorológiai célú távérzékelés fejlődése csak a II. világháború után lendült fel igazán Magyarországon. 1952-ben átadták a mai Marczell György Főobszervatórium elődjét, ahol többek között rendszeres rádiószondás méréseket végeztek és végeznek ma is (Tóth *et al.*, 2013). A hazai műhold-meteorológiai kutatások kezdetei az 1960-as évekre tehetőek, 1968-tól pedig megindult a műholdak által készített felhőképek rendszeres vétele az Obszervatóriumban (Tánczer, 2014). Ezzel közel egy időben, 1969-ben munkába állt Ferihegyen az első BWR-X12 radar, az 1980-as években pedig kiépült az Országos Meteorológiai Szolgálat radarhálózata (Tóth *et al.*, 2013). A rendszerváltás után, különösen a 2000-es évek elején folytatódott a már meglévő távérzékelési rendszerek fejlesztése, bővítése.

## **2.3. A lézeres távérzékelés története**

Mindegyik távérzékelési rendszer közös jellemzője, hogy a szenzor és a céltárgy között valamilyen hullámjelenség teremt kapcsolatot: ezek általában hanghullámok, vagy még gyakrabban elektromágneses hullámok, mint például a fény. A fénnel végzett felmérési technológiában hosszú évek óta folynak kutatások. A kezdetnek az 1930-as években végzett felmérések tekinthetők, amikor egy erős fényforrás által kibocsátott impulzus szóródását vizsgálták a légkörben. Megfelelő időjárási viszonyok esetén a fény akár 30 km-es távolságra is eljutott. A következő lépcsőfokot a lézer kifejlesztése jelentette: az első lézert Theodore H. Maiman hozta létre 1960-ban. Ezután a kísérletekben a hagyományos fényforrást felváltotta a lézer. Az elkövetkező 10–20 évben sikerült regisztrálni a lézerimpulzusok visszaverődését a Hold felszínéről, valamint a lézeres vizsgálatokat kiterjesztették a légkörre, a vízmélység mérésére és földfelszín kutatására (W1). A

vizsgálatok jelentős része lidar elven működő eszközökkel zajlott, amelyek elődjét már 1961-ben létrehozták a Hughes Aircraft Company-nél (*Woodbury et al.*, 1961). 1963-ban pedig publikálták az első, a légkör lidar-ral történő vizsgálatával foglalkozó cikket (*Smullin and Fiocco*, 1963). A lidar-ok fejlődése napjainkban is a lézertechnológiai és optikai kutatások legfrissebb eredményeihez köthető.

#### **2.4. A lidar működési elve, részei**

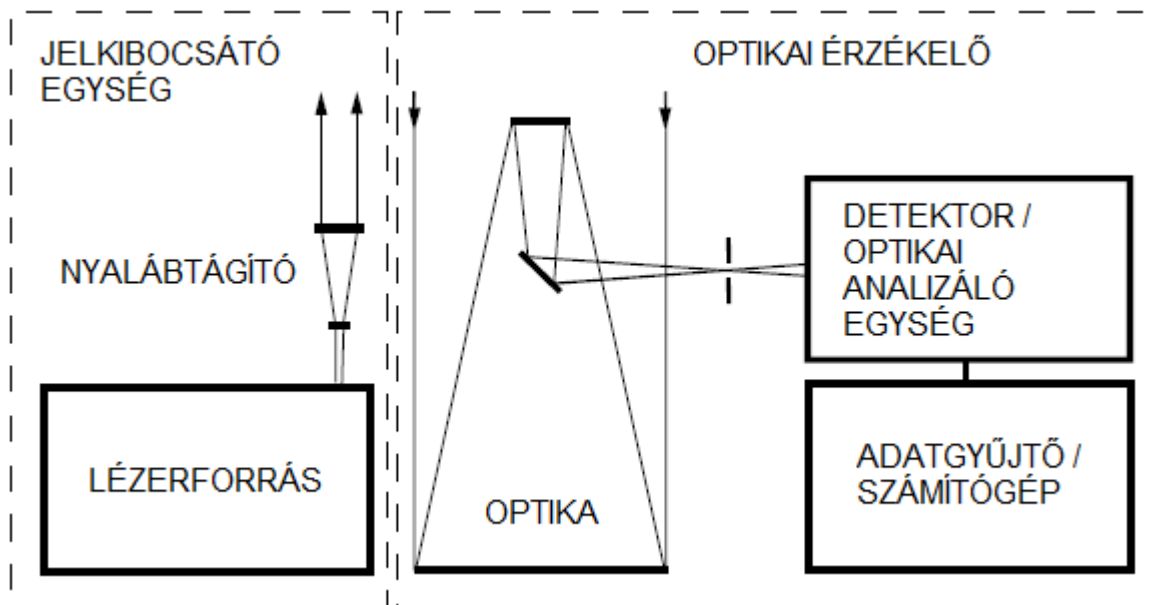
A lidar elnevezés az angol Light Detection and Ranging – Fényérzékelés és Távmérés – szavak összetételéből ered (W1). Gyakorlatilag egy olyan aktív távérzékelési eszköz, aminek működési elve leginkább a radar működési elvével hasonlítható össze, viszont rádióhullámok helyett céltárgytól függően 250 nm – 10  $\mu$ m hullámhosszú elektromágneses sugárzást használ. Azaz a lidar kibocsát egy lézerimpulzust, ami kölcsönhatásba kerül a terjedés irányában levő céltárggyal (például felhőelemekkel, aeroszol részecskékkel), aminek következtében visszaverődik. Az egyes impulzusok kibocsátása és detektorba érkezése között eltelt időt rögzítik. Mivel az elektromágneses energia terjedési sebessége ismert, a céltárgy távolsága a lézertől meghatározható az impulzus kibocsátása és a visszaérkezés idejének különbségéből.

Számos előnye van a lézernyaláb használatának, amelyek a lézersugárzás tulajdonságaiból adódnak. Egyrészt az előállított fény időben és térben koherens, vagyis a lézer által kibocsátott hullámok fázisa a lézersugár minden keresztmetszetében azonos. Másrészt a lézernyaláb keskeny és nagyon kis széttartású nyaláb, más szavakkal egy nyaláb közel párhuzamos fénysugarakból áll. Így nagy energiasűrűség érhető el egy szűk sugárban, a sugár által megtett távolságtól függetlenül. Tehát a lézerek energiája egy kis térrészben koncentrálódik, emiatt a lézerfény teljesítménysűrűsége a hagyományos fényforrásokénak sokszorosa lehet. Továbbá a lézer által kibocsátott hullámok mágneses mezejének iránya állandó. A lézerek egyfényűsége, más szóval monokromitása pedig azt jelenti, hogy a lézersugár, mint elektromágneses hullám közel egyetlen hullámhosszú összetevőből áll (W1).

Az 1. ábrán egy lidar berendezés sematikus vázlatát láthatjuk. A műszer egy jelkibocsátó egységből és egy optikai érzékelőből áll. A lézerforrás szolgáltatja a kívánt tulajdonságokkal rendelkező rövid impulzusokat, amik legtöbbször áthaladnak egy nyalábtágító egységen. Ez lényegében egy fordított Kepler-távcső, ami a nyalábtátmérő növelésével a nyalábok széttartását (divergenciáját) csökkenti. Ez előnyös, mivel a tágabb nyalábok átfedése a nyalábkeresztmetszet közepénél jobban biztosítható, valamint a



lézernyaláb még párhuzamosabb lesz (ezt értjük a nyalábszéttartás csökkenése alatt). A nyaláb elhagyja a berendezést, végbemegy a kölcsönhatás a céltárggyal, majd a visszaverődő nyaláb fotonjait begyűjti az optika. Ezeket egy priz mával a detektor és a hozzá kapcsolt optikai analízáló egység felé irányítják, ahol alkalmazástól függően a visszaérkező jelet különböző hullámhosszak vagy polarizáltság alapján szétbontják, felerősítik, és a detektorba irányítják. Ez az optikai jelet elektromos jellé alakítja, és továbbküldi az adatgyűjtőnek (számítógépnek), ami digitális formában tárolja az adatokat (Weitkamp et al., 2005).



1. ábra: Egy lidar eszköz egyszerűsített felépítése (Forrás: Weitkamp et al., 2005)

## 2.5. Meteorológiai célú lidar-ok, felhőalpmérők

Lidar elven működő eszközöket számos tudományterület használ, hiszen az eljárás alkalmas nem-fémes tárgyak, kémiai összetevők, aeroszol részecskék, felhők, sőt, egyetlen molekula vizsgálatára is. Legfontosabb alkalmazási területei a topográfia, a navigáció, az anyagtudományok, az űrkutatás, a geológia, a mezőgazdaság, az erdészet, és a régészet mellett a meteorológia, de hétköznapi példaként megemlíthető még a rendőrségi sebességmérés is.

A meteorológiában a lidar-technikák 5 alapvető típusa használatos, amelyeket a légköri alkotóelemekkel történő kölcsönhatások folyamatai alapján különíthetünk el:

- rugalmas visszaverődésen alapuló lidar,
- DIAL (Differential-absorption lidar) – eltérő abszorpción alapuló lidar,
- Raman lidar,
- (rezgési) fluoreszkáláson alapuló lidar,

- Doppler lidar.

A rugalmas visszaverődésen alapuló lidar-ok a klasszikus, legegyszerűbb ilyen elven működő eszközök. Ezeknél egy lézerforrás egy fajta hullámhosszon bocsátja ki a nyalábot, és egy vevőegységbe érkezik a rugalmasan visszaverődött jel. Rugalmas visszaverődésen itt azt értjük, hogy a használt hullámhossz nem változik meg a visszaverődés során. Ezek a lidar-ok az aeroszol részecskék és a felhőelemek elhelyezkedését mutatják meg, azaz a meteorológiai felhőalpmérők vagy ceilométerek ebbe a kategóriába sorolhatók (*Weitkamp et al.*, 2005). Az általunk felhasznált műszerek is ilyenek.

A DIAL-ok a különböző gázok elnyelési vonalait vagy elnyelési sávjait használják fel a légköri gázok nagy pontosságú meghatározására. Az elnevezés onnan ered, hogy a berendezés két különböző hullámhosszú sugárzást bocsát ki, amelyek közül az egyiket jobban elnyeli az adott gáz. Ezzel meghatározható egy differenciált molekuláris elnyelési együttható. Ha pedig a két eltérő hullámhosszhoz tartozó differenciált elnyelési keresztmetszet is ismert, akkor a gázzészecskék számkoncentrációja is kiszámítható (*Weitkamp et al.*, 2005).

A Raman lidar-ok a geológiában előszeretettel használt Raman-spektroszkópián alapulnak. Az eljárás alapja a Raman-szórás, ami egy olyan rugalmatlan szórási folyamatot jelent, mely során a molekula vibrációs-rotációs energiaszintje megváltozik. A szórt sugárzás frekvenciájának eltolódása megfelel a kölcsönható részecske kezdeti és végső energiaszintje közti különbségnek. A rotációs energiaállapotok megváltozása az úgynevezett rotációs Raman-sávok megjelenését eredményezi. Mivel az energiaszintek betöltöttsége a Boltzmann-eloszlást követi, a Raman-sávokon belüli intenzitás-eloszlás információval szolgál a szóródási térfogat hőmérsékleti viszonyairól. Azaz a Raman lidar-okkal meghatározható a légkör hőmérsékleti profilja (*Weitkamp et al.*, 2005).

A rezgési fluoreszkáláson alapuló lidar-ok azt a jelenséget használják fel, amikor a részecskék energiaszintje megváltozik. Ekkor a műszerbe visszatérő foton energiája megegyezik a két energiaszint közti különbséggel. Fluoreszkálás pedig azért történik, mert a fény újrasugárzódása nagyobb hullámhosszokon mehet végbe. Ez ebben az esetben megegyezhet a használt lézer hullámhosszával. Az eljárást főleg a felső légkör kutatásában hasznosítják, ahol egyes rétegekben bizonyos fémek atomok vagy ionok formájában vannak jelen (*Weitkamp et al.*, 2005).

A Doppler-lidar-ok a Doppler-radarokhoz hasonlóan működnek. A visszaszórt sugárzás frekvenciájának Doppler-eltolódását detektálják, ami a légkör részecskéinek mozgása miatt következik be. Tehát a műszer alkalmas a szélprofil meghatározására a

műszer látóterében (*Weitkamp et al.*, 2005).

### 2.5.1. A felhőalpmérők, a lidar-egyenlet

A felhőalpmérők, idegen szóval ceilométerek a legegyszerűbb, lidar-elven működő meteorológiai műszerek, amelyeket a felhőalap magasságának meghatározására használnak. A felhőalap magasságának azt a legalacsonyabb, felszíntől (pontosabban a ceilométer érzékelőjének felszín feletti magasságától) mért távolságot, szintet tekintjük, ahol az adott felhő megjelenik. A metrikus rendszert használó országokban, így hazánkban is méterben adják meg ezt az értéket (W2).

Ahogy az korábban is említettem, a felhőalpmérők elméleti működése a rugalmas visszaverődésen alapul. Így a felszín feletti felhőmagasság ( $h$ ) meghatározásához elegendő mérni azt az időt, ami a jel kibocsátása és a visszavert jel érzékelőbe jutása között eltelik ( $t$ ), ha ismert a fény terjedési sebessége ( $c$ , mivel lézerről van szó). A három mennyiséget az alábbi egyszerű képlet kapcsolja össze:

$$h = \frac{c \cdot t}{2}. \quad (1)$$

Bevezethetünk egy olyan mennyiséget, ami a távérzékelési eszközök egyik gyakran megadott jellemzője. Ez az impulzus ismétlési frekvencia (angolul Pulse Repetition Frequency – PRF). A PRF megadja, hogy másodpercenként hány impulzus hagyja el az adóvevőt. A lidar által mért maximális felhőmagasság ennek az értéknek is függvénye, mivel két lézernyaláb kibocsátása közt a jelnek meg kell tennie a céltárgyig vett távolságot, majd onnan vissza is kell érkeznie az érzékelőbe a következő jel kibocsátása előtt (*Hajnal*, 2015). Ezáltal a maximális felhőmagasság ( $h_{max}$ ):

$$h_{max} = \frac{c}{2 \cdot PRF}, \quad (2)$$

ahol  $c$  a nyaláb terjedési sebessége, a nevezőben található kettes pedig arra utal, hogy nyalábnak kétszer kell megtennie az adott távolságot.

A radaregyenlet mintájára felírható az úgynevezett lidar-egyenlet is, ami a kibocsátott és a visszavert elektromágneses jel között teremt kapcsolatot. Ennek legegyszerűbb alakja (*Weitkamp et al.*, 2005):

$$P(R) = K \cdot G(R) \cdot \beta(R) \cdot T(R), \quad (3)$$

ahol  $P(R)$  az  $R$  távolságból a detektorba érkező teljesítmény, ami négy tényező szorzatából épül fel.  $K$  a műszer teljesítménye,  $G$  a távolságfüggő jelalak; ez a két tényező a mérőrendszertől függ, azaz általunk szabályozhatók. Az utolsó két tényező hordozza a légkörre vonatkozó információkat, ezek ismeretlenek számunkra:  $\beta(R)$  a visszaszórási együttható  $R$  távolságban, ami a légkör azon képességét jellemzi, hogy mennyire tudja abba az irányba visszaverni a jelet, ahonnan az érkezik.  $T(R)$  a légkör áteresztőképességét, azaz transzmittanciáját jellemző tényező, ami leírja, hogy mekkora a jelgyengülés a jel által bejárt út ( $2R$ ) alatt (Weitkamp et al., 2005).

A lidar-egyenlet levezethető specifikusan a felhőalpmérőkre is, ennek alakja:

$$P(z) = E_0 \cdot \frac{c}{2} \cdot \frac{A}{z^2} \cdot \beta(z) \cdot e^k, \quad (4)$$

$$k = -2 \int_0^z \sigma(z') dz', \quad (5)$$

ahol  $P(z)$  a  $z$  távolságból beérkező teljesítmény,  $E_0$  az effektív impulzus energia (az optikai gyengülés után),  $c$  a fény (lézer) terjedési sebessége,  $A$  a vevőegység felülete,  $z$  a kérdéses magasság,  $\beta(z)$  pedig a térfogati visszaszóródási együttható  $z$  távolságban. Az exponenciális tag a légkör áteresztőképességét fejezi ki, ami az áteresztett és visszaszórt teljesítmény gyengülését írja le a műszer és a kérdéses  $z$  távolság közti különböző  $z'$  távolságokban; értéke 1, ha a légkör „tiszta” (W3).

A fenti egyenlet egyik legfontosabb tényezője a  $\beta(z)$  (térfogati) visszaszóródási együttható, ami azt adja meg, hogy  $z$  távolságból a sugár mekkora része szóródik vissza (például vízcseppekről) a felhőalpmérő irányába. Ebből következik, hogy vastagabb, sűrűbb felhők esetén magasabb lesz a visszaszóródás értéke. A kapcsolatot a következő képlet adja meg:

$$\beta(z) = k \cdot \sigma(z). \quad (6)$$

Ebben  $k$  egy arányossági tényező (az úgynevezett lidar-hányados),  $\sigma(z)$  pedig a gyengülési együttható (W3). Utóbbi kapcsolatban áll a látástávolsággal, ami viszont nem egyértelmű fogalom. Beszélhetünk általános látástávolságról, ami Koschmieder elméletén

alapul. Eszerint a látástávolság a gyengülési együtthatónak és egy olyan  $K$  kontraszt küszöbértéknek a függvénye, ami egy objektum háttérétől történő vizuális elkülöníthetőségét jellemzi, ugyanis az elmélet szerint a megfigyelő már nem látja az objektumot, ha annak fényessége megközelíti a háttér fényességét. Az általános látástávolság (NVR – Normal Visual Range) esetében a kontraszt küszöbértéket 0,02-nek választották meg, ez adott hullámhosszú fény esetén jól jellemzi egy átlagos emberi szem érzékenységét. Ennél rövidebb a meteorológiai látástávolság (MOR – Meteorological Optical Range), mert a küszöböt 0,05-nek választották meg, amit azzal indokolnak, hogy stresszhelyzetben (például a repülőgépek pilótái) az emberi szem érzékenysége rosszabb (Weitkamp *et al.*, 2005). Képlete a következő:

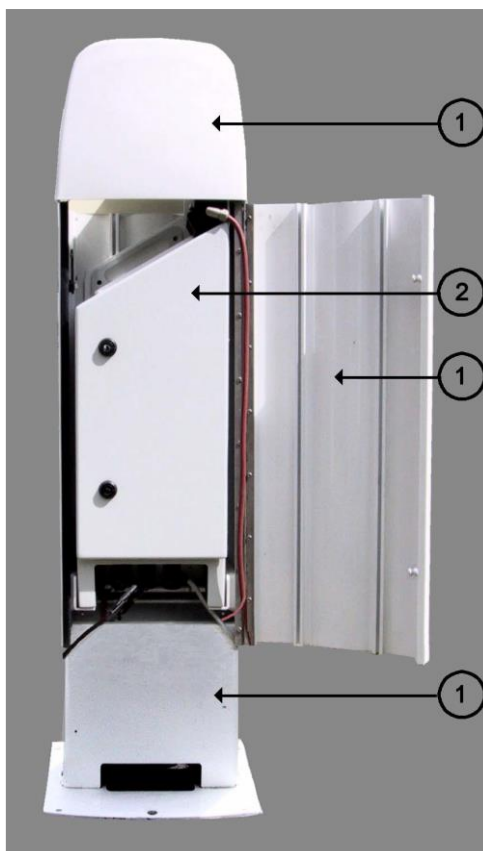
$$MOR = \frac{1}{\sigma} \cdot \ln \frac{1}{0,05} = \frac{3}{\sigma} , \quad (7)$$

ahol  $\sigma$  a gyengülési együttható. A gyengülési együttható jelentőségét az adja, hogy ennek segítségével különíthető el a felhőkről visszaverődő jel a ködről vagy csapadékelemekről visszaverődő jeltől, hiszen utóbbiak még a felhőalap előtt produkálhatnak jelmaximumokat, amelyek meghaladhatják a felhőalaphoz tartozó jelmaximumot. A módszer lényege, hogy a visszaszóródott jelek adatsorát normalizálják a gyengülési együttható profiljának figyelembevételével. Ha a visszaszóródási együttható és a gyengülési együttható kapcsolatát nézzük, akkor látható, hogy – a  $k$ -t a magassággal állandónak feltételezve – a visszaszóródási profil matematikai invertálásával megkapható a gyengülési együttható vertikális profilja. Tehát ezek után meg tudjuk mondani, hogy milyen gyengülési együtthatóhoz milyen mért visszaszóródási érték tartozik, azaz el tudjuk különíteni a felhőket. A gyengülési együttható profiljának segítségével a függőleges látástávolság is becsülhető, ha a kontraszt küszöbértéket állandónak tekintjük. Ekkor a látástávolság az a magasság lesz, ahol a gyengülési együttható profiljának felszintől számított integrálja megegyezik a kontraszt küszöbérték természetes alapú logaritmusának abszolút értékével. Fontos azonban megjegyezni, hogy a MOR esetében használt 0,05-ös küszöbérték csak a vízszintes látástávolság esetében használható jól; a ceilométerek ettől eltérő értéket használnak, hogy az így megállapított függőleges látástávolság jobban közelítse a felszíni észlelők által megfigyelt értéket (W3).

A korábban említett  $k$  lidar-hányados szintén fontos mérőszám. Értékét többnyire a magassággal változva állandónak tekintik a felhőalap magasságának meghatározásakor,

noha nedvesebb légtömegben értéke valamivel kisebb, szárazabbban pedig nagyobb az egyetemesen használt 0,03-nál, különféle csapadékfajták esetén pedig még nagyobb tartományban mozog (W3).

### 2.5.2. A felhasznált műszer bemutatása: Vaisala CL31



2. ábra A Vaisala CL31 ceilométer. Jelölések: 1 – Borítás, 2 – Mérőegység (Forrás: W3)

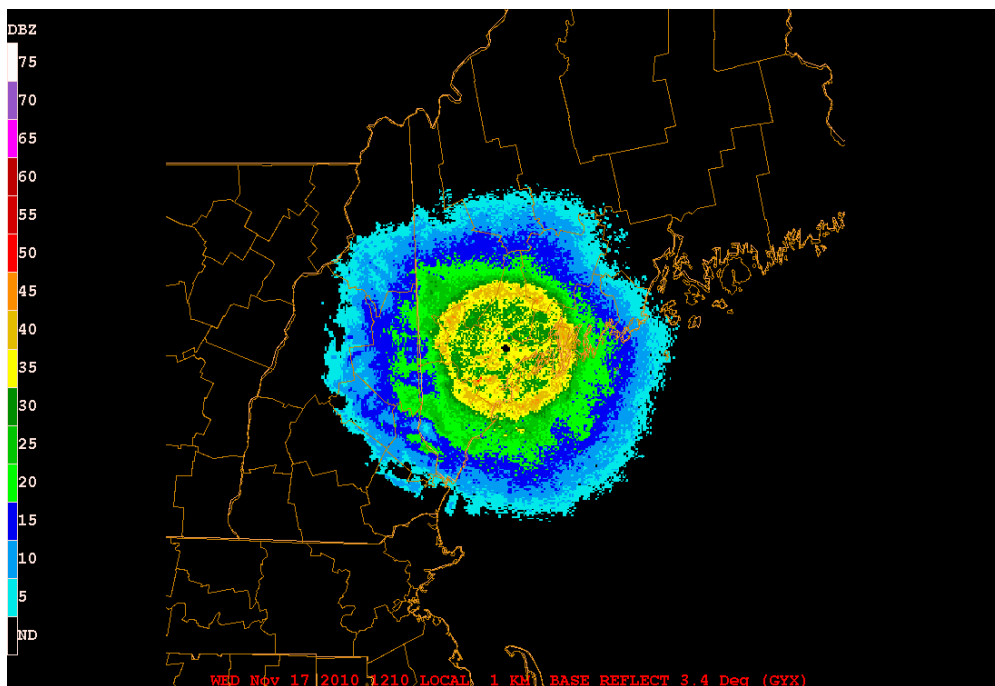
Az alábbiakban bemutatásra kerülő műszer egy régebbi modellnek tekinthető a Vaisala felhőalpmérők közül. A műszer részei: a CLO311 optikai egység, a CLT311 adóegység, a CLR311 vevőegység, egy beépített fűtőtest, a tápegység és egy 12 V-os akkumulátor, ami külső áramforrás nélkül szobahőmérsékleten nagyjából egy óra működést tesz lehetővé (W3). Adóegysége, ami egy Indium-Gallium-Arzenid (InGaAs) lézerdíóda, egy nagyon rövid, 110 ns-os lézerjelet bocsát ki, ami nagyjából 16,5 m-es effektív impulzushosszúságot jelent (Kotthaus et al., 2016). A visszaszóródott jel pedig egy 0,5 mm átmérőjű szilikon lavina-fotodiódába (APD) érkezik. A visszaszóródott jel túlmintavételezése adott időközönként (azaz adott frekvenciával) történik, ami a beállított függőleges térbeli felbontástól függ. A rögzített beérkező jel egy úgynevezett távolsági kapu (angolul range gate) közepére vonatkozik. Ez azt jelenti, hogy például 15 MHz-es mintavételezési frekvencia beállításával – ami 10 m-es vertikális felbontást jelent – az első

rögzített jel a felhőalapmérőtől számított 5 és 15 m közé eső tartomány közepére, vagyis a 10. méterre vonatkozik (Kotthaus et al., 2016). A mérés alapértelmezett esetben (10 m) 2 s-ként, nagyfelbontású mérésnél (5 m) pedig 3 s-ként történik, és 2–120 s közé állítható be az adatrögzítési időlépcső (W3). A 2 s alatt az alábbiak mennek végbe: az időintervallum elején a dióda  $2^{14}$  darab, 10 kHz frekvenciájú lézerimpulzust bocsát ki, ez nagyjából 1,64 s-ig tart. A fennmaradó 0,36 s időben lefut a felhőalapot detektáló algoritmus, mielőtt újra kibocsátásra kerülne a  $2^{14}$  darab lézerimpulzus (Kotthaus et al., 2016). A 2 vagy 3 s-ként gyűjtött értékek átlagolásra kerülnek a műszer firmware-jének megfelelő belső időintervallum alapján, majd a felhasználó által megadott adatrögzítési időlépcsőnek megfelelően elkészül a rögzített jel (Kotthaus et al., 2016). A CL31 hatótávolsága felbontástól függően 7500–7700 m; standard mérés (10 m) esetén maximálisan 7700 m, nagyfelbontású mérés (5 m) esetében pedig maximálisan 7550 m (W3). A jobb jel/zaj arány elérése érdekében az általunk választott felbontás 20 m volt. A CL31 több formátumban is képes adatokat szolgáltatni, amelyek közül sokat a régebbi Vaisala ceilométerek is használnak. Az üzenetek közül nem mindegyik képes kezelni a nagyfelbontású méréseket. Ha változtatunk az üzenettípuson, akkor a műszer automatikusan átvált az annak megfelelő mérési üzemmódra (W3). Ajánlott a CL31 Data message-ek használata, mivel ezek mindegyik felbontás esetében használhatók (W3).

### 3. A dark band jelenség és vizsgálata

#### 3.1. Az olvadási réteghez kapcsolódó jelenségek

A felszínre elérő folyékony halmazállapotú csapadékról már viszonylag korán azt gondolták, hogy a légkör magasabb rétegeiben csak ritkán fordul elő ilyen halmazállapotban. A magasban szilárd halmazállapotú hópehelyként vagy jég szemként hullani kezdő csapadékelem az esés során megolvad, és a felszín közeli magasságokban már folyékony cseppként található meg. A csapadékképződés mechanizmusának vizsgálata magában foglalja a szilárdból cseppfolyós halmazállapotba történő átmenet folyamatának kutatását is, ami szorosan kötődik az elektromágneses hullámokkal végzett légköri mérésekhez. A repülőgépes mérések és szondázások után tehát a radarok meteorológiai alkalmazása jelentett előrelépést ezen a területen. Már a II. világháború idején, a radarok alkalmazásának kezdetekor felfigyeltek egy anomaliaszerű jelenségre bizonyos csapadékhullással járó helyzetekben. Ekkor az olvadó hóréteg az erős reflektivitási értékek miatt fényes sávként jelent meg a régi radarok oszcilloszkópján – innen származik a *bright band* elnevezés. A mai modern megjelenítő eszközökön a különböző értékekhez eltérő színárnyalatok tartoznak, de a magas értékekhez igyekeznek világos, jól feltűnő árnyalatokat rendelni. További sajátosság a gyűrűs szerkezet a modern radarképeken (3. ábra), ami a radarantenna forgása miatt alakul ki, ekkor ugyanis a kibocsátott nyaláb „belemetsz” az olvadási rétegbe, a különböző mérési szögekhez pedig más-más körív tartozik (Hajnal, 2015).



3. ábra Bright band jelenség Portland, Maine felett, 2010. nov. 17.-én (Forrás: W4)



Természetesen más hullámhosszú sugárzással is vizsgálható az olvadási réteg. Kézenfekvő, hogy egy, a meteorológiai gyakorlatban már használt műszert alkalmazzunk – például lidar elven működő felhőalpmérőket. Légköri méréseket lidar elven működő műszerekkel már az 1970-es évektől végeznek, és a bright band analógiáját jelentő fényesebb sávokat is már korán felfedezték a visszaszóródási adatsorokban (*Sassen, 1975*). 1995-ben azonban egy addig nem publikált jelenségről írtak: szórványos, esetenként gyenge záporos csapadék kombinált lidaros és radaros vizsgálata során a lidar visszaszóródási adatainak ábrázolásakor egy sötét sáv jelent meg a 2,8–3 km magasságban található rétegben (*Sassen és Chen, 1995*). A jelenséget azóta a bright band mintájára *dark band*-nek nevezi a szakirodalom. Az ezt követő lidaros mérések (*Venema et al., 1998a; Demoz et al., 2000; Roy és Bissonnette, 2001; Sassen et al., 2005; Di Girolamo et al., 2012*) igazolták, hogy a jelenség nem ritka: például csak a CLARA holland mérési kampány 50 mérési napjából 7 dark band-es eseményt regisztráltak (*Venema et al., 1998a*). Ezek közül egyes mérések záporos csapadékban, mások gyenge intenzitású esőben történtek, de utóbbi alkalmas leginkább a dark band vizsgálatára, ebben figyelhető meg legjobban a jelenség (*Sassen et al., 2005*).

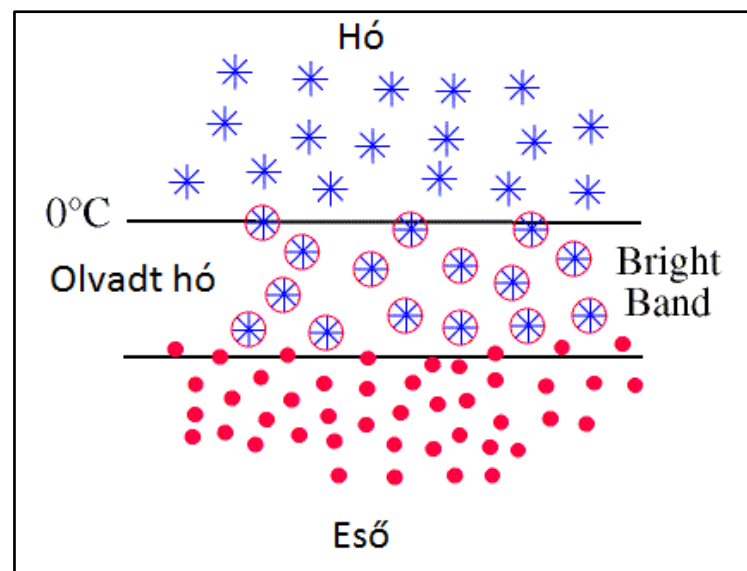
Emiatt a dark band megjelenését kiváltó mechanizmusok tárgyalása előtt érdemes röviden beszélni a sztratiform csapadékképződésről, valamint az olvadási réteg kapcsán érdemes szót ejteni a radar bright band és a lidar bright band kiváltó okairól, hiszen ezek azonos körülmények között, gyakran egy időben előforduló jelenségek.

### **3.2. A sztratiform csapadékképződés rövid leírása, a radar és a lidar bright band**

A rétegfelhőzet, vagy sztratiform felhőzet kialakulásához többnyire nagytérségű feláramlás szükséges. Keletkezési feltételei miatt vertikális kiterjedése jócskán alulmúlja horizontális kiterjedését (innen ered az elnevezés is). Nem jellemzik intenzív feláramlások (kivéve, ha beágyazott zivatarcellákkal rendelkeznek), emiatt lassú benne a csepp- és jégkristály-növekedés. Nagy kiterjedésű, egyenletes intenzitású csapadék jellemzi, megjelenése többnyire ciklonokhoz, frontokhoz kötődik, ritkábban zivatarcellák környezetében is előfordulhat, illetve lehetnek beágyazott zivatarcellái is (*Hajnal, 2015*). A közepes földrajzi szélességeken, így hazánkban is a csapadékösszegek jelentős része ilyen típusú felhőkből származik.

A felhőből hulló hó vagy jégreszecske esés közben áthalad az olvadási rétegen (4. ábra), miközben végbemegy a fázisátalakulás. Ezután beszélhetünk ténylegesen esőcseppről. Sztratiform felhőből hulló csapadék esetén az említett olvadási réteg a 0 °C-os

izoterma alatt, aránylag jól definiált magasságban található. A két halmazállapotra két különböző esési sebesség jellemző: a hóhely esési sebessége kisebb, de ahogy olvad, nő a folyadék fázis aránya. Ezáltal növekszik az esési sebessége is. Az olvadás a gömb alakkal közelíthető hó- vagy jég szem felületén indul meg, azaz a szilárd fázisú fagyott magot egy folyékony vízburok öleli körül. Mivel a víz dielektromos állandója körülbelül ötszöröse a jégének (Di Girolamo et al., 2012), ezért a víz radarreflektivitása nagyobb a meteorológiában használt hullámhossz-tartományokban, mint a jégé. Akkor, amikor megindul az olvadás (vagyis az olvadási rétegbe hulláskor), a részecske még nagy, de vízburok veszi körül. Ezt a radar nagyméretű vízcseppnek érzékeli, és nagyobb reflektivitás fog hozzá társulni, ami nagyméretű cseppeket és erősebb csapadékintenzitást jelentene a felszínen. Ez a radar bright band megjelenésének elsődleges oka (Hajnal, 2015). Az olvadás folytatódik a részecske esésével, mely során nő a folyadék fázis aránya. Ekkor csökken a részecske mérete is: ez teljes folyadékfázisban már jóval kisebb, mint induláskor. A kisméretű esőcsepphez a hóhelyénél nagyobb esési sebesség tartozik (Di Girolamo et al., 2012), és a gyorsabb esés miatt az olvadási réteg alján kisebb lesz a kisméretű vízcseppek adott térfogatra vonatkozó koncentrációja. Ez okozza a radarreflektivitás csökkenését a bright band jelmaximuma után, hiszen adott térfogatban a radarjel kevesebb és kisebb méretű részecskével találkozik (Hajnal, 2015).



4. ábra A csapadékelemek függőleges eloszlása az olvadási rétegben és környezetében (Forrás: Hajnal, 2015)

A lidar visszaszóródás esetében is megfigyeltek már hasonló jelmaximumot (Sassen, 1975): ekkor polarizációs méréseket végeztek, és a lineáris depolarizációs arányban

tapasztaltak kiugróan magas értékeket az olvadási rétegben, ami aztán hirtelen csökkent, amikor a már erősen megolvadt hópolyhek hirtelenszerűen közel gömb alakú részecskékké estek össze. A jelenséget később is sikerült detektálni, közvetlenül a 0 °C-os izoterma közelében: ez valószínűleg a hópolyhek magas reflektivitása miatt jelentkezik, amit aztán markáns elnyelődés követ a hóesésben, magasabban (*Di Girolamo et al.*, 2012).

### **3.3. A lidar dark band kialakulásának okai: elméletek, mérések**

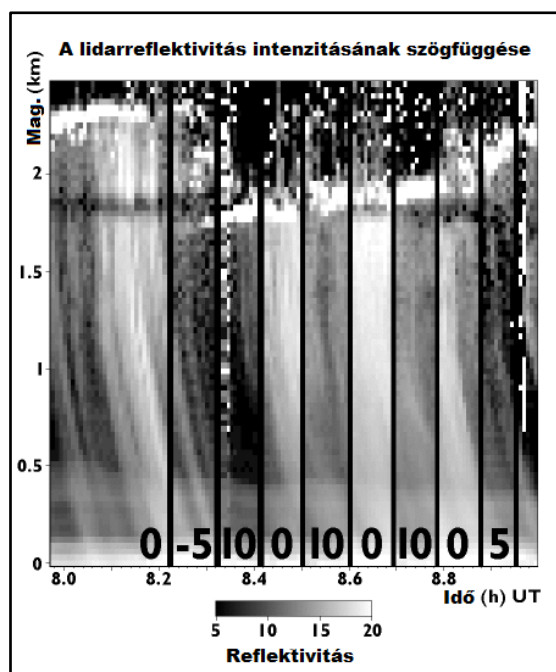
A lidar dark band kialakulásának magyarázata az előbbi jelenségeknél sokkal összetettebb. Nem beszélhetünk egyetlen, jól definiálható mechanizmusról, ugyanis ezek együtt hatva alakítják ki a visszaszóródási értékekben tapasztalható minimumot. Jelen diplomamunkának nem célja, hogy állást foglaljon valamelyik elmélet vagy konceptuális modell mellett, a jelenség magyarázata túlmutat jelen diplomamunka tárgykörén. Ehhez nem is állt rendelkezésre elegendő mennyiségű és minőségű adat. Ugyanis ezekhez a vizsgálatokhoz a felhőalapmérő mellett szükség lenne többek között radar és lidar depolarizációs mérésekre, Doppler-radarokra és Doppler-lidarokra, scanning lidarokra, valamint repülőgépes mérésekre is. Ilyen multiszenzoros vizsgálatra nem nyílt lehetőségünk. Így a következő rész mindössze a dark band kialakulását magyarázó elméleteket gyűjti össze, amelyeket mérések és modellszimulációk alapján alkottak meg.

Már a dark band korai észleléseinél is megfigyelték, hogy a fázisátmenet kezdetének magassága egybeesik a dark band kezdetével. Ezen kívül közvetlen a felhőalap alatti, csapadék feletti dark band mellett olyat is detektáltak, amikor a felhőalap jóval az olvadási réteg felett helyezkedett el – azaz feltehetően hulló jégkristályokban jelent meg a visszaszóródási minimum (*Venema et al.*, 1998a). Arra is magyarázatot kerestek, hogy egyes esetekben miért jelenik meg markánsabban a dark band, szemben számos példával, amikor jóval kisebb volt a visszaszóródásban tapasztalható intenzitáscsökkenés. A magyarázatok szempontjából érdemes volt a jelenséget két részre bontani: a visszaérkező jel erőssége csökken az olvadási réteg tetejénél, és növekszik az olvadási réteg aljánál, így alakul ki a réteg közepén egy lokális minimum.

Kézenfekvőnek tűnt, hogy a részecske törésmutatójának olvadás során történő megváltozása lehet a kialakulás egyik oka (*Venema et al.*, 1998a). Ugyanis az olvadó jég szem törésmutatója kisebb a nem olvadó jég szem és a vízcsepp törésmutatójánál is (*Sassen*, 1977). Ez részben magyarázhatja a dark band létrejöttét, de önmagában ez nem elég jelentős folyamat, különösen egy markánsabb visszaszóródási minimum kialakulásakor (*Sassen és Chen*, 1995).

Egy másik mechanizmus lehet a visszaverő felület nagyságának megváltozása az olvadási rétegen való áthullás során. A dark band felső részénél a részecskék egyesülésével csökken a lidar által befogott teljes részecskefelület, ezáltal csökken a visszaszóródás mértéke. Ennek ellentéte történik a dark band aljánál, ahol a részecskék szétválásával sokszorozódik a visszaverő felület (*Venema et al.*, 1998a). Mindkét folyamathoz szükséges a részecskék összeütközése, ehhez pedig megfelelőnek kell lennie a részecskék adott térfogatbeli koncentrációjának. Az olvadási réteg alján azonban nagyon alacsony a részecskék számának sűrűsége, ezzel pedig csökken az ütközések gyakorisága is. Ha ez a folyamat dominálna, akkor több részecske jelenlétében többször történne ütközés, ez pedig hangsúlyos dark band létrejöttéhez vezetne. Csakhogy mérések szerint éppen magasabb részecskeszám esetén tapasztaltak kevésbé erőteljes csökkenést a visszaszóródás intenzitásában (*Venema et al.*, 1998a).

A dark band aljánál tapasztalható intenzitásnövekedést okozhatja a felerősödő függőleges irányú visszaszóródás a vízcseppekről. Ennek oka, hogy valószínűleg a súrlódás hatására a csepp alja kicsit ellaposodik, ez pedig növeli a vertikális irányú reflektivitást csapadékban, mert növekszik a visszaverő felület nagysága. Minél gyorsabban hullik a kisméretű csepp, annál jobban torzítja a súrlódás az alját. A mért intenzitás csökken, ha a lidar érzékelője nem zenitirányba néz (5. ábra), hanem a függőlegeshez képest valamilyen szögben megdöntik a műszert; ilyenkor a dark band is kevésbé jól láthatóan jelenik csak meg (*Venema et al.*, 2000). Ezt a sajátosságot scanning lidarral végzett mérések esetében is megfigyelték (*Roy és Bissonnette*, 2001).



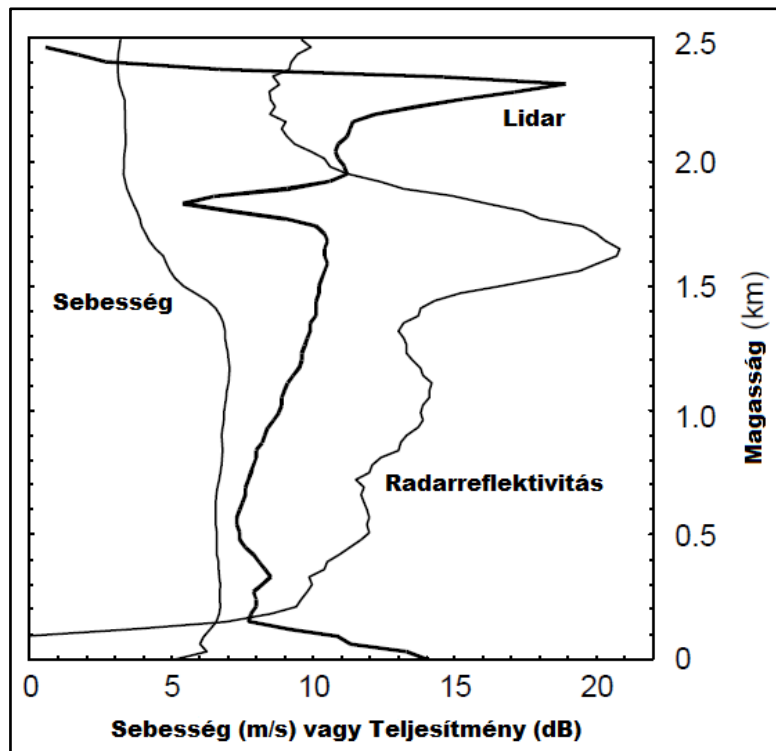
5. ábra A lidarreflektivitás intenzitásának függése az érzékelő irányának szögétől. A döntésszögeket az alsó vastag számok jelölik (zenitirány: 0 fok). A dark band 1,8 km magasságban helyezkedett el (Forrás: *Venema et al.*, 2000)

A polarizációs mérésekből (*Sassen és Chen*, 1995) sejthető volt, hogy a részecske alakja is fontos tényező lehet. Ha az olvadó, összetapadó hópelyhek helyett hulló jégkristályoknak tekintjük a dark band feletti magasságokban található részecskéket, akkor ez más megvilágításba helyezi a jelenség kialakulásához vezető mechanizmust. A kristályoknál ugyanis az alak és az irányultság a fontos sugárzástanai szempontból. A kristályok úgy esnek, hogy a legnagyobb kiterjedésük vízszintesen helyezkedjen el, ami a lidarjel erős vertikális irányú visszaszóródásához vezet. Így a dark band tetejénél azért csökkenhet az intenzitás, mert ez a felület már nem vízszintesen helyezkedik el. Ennek oka lehet például az aszimmetrikus olvadás, amely kibillenti a kristályt az ilyen irányultságból: az olvadékvíz a kristály csúcsaira ül ki, ami így elforgatja az addig vízszintesen elhelyezkedő kristályfelületet (*Venema et al.*, 1998a). Ugyanakkor szélnyírás, vagy turbulencia is kibillentheti az ilyen irányultságú kristályokat a dark band tetejénél (*Venema et al.*, 1998b). A dark band aljánál pedig ismét intenzitásérsődés mérhető, mert megnő a folyadékfázis aránya, ami magas reflektivitást eredményez a cseppek esetében. Ezt támaszthatja alá (*Sassen és Chen*, 1995) polarizációs mérése is, mivel a dark band alján alacsony értékek jelentek meg az optikai depolarizációs arányban, ami a szimmetrikus részecskékre – jelen esetben valószínűleg folyadékcseppekre – jellemző. Ez az elmélet megmagyarázná a környezetükhöz képest nagyon mély visszaszóródási minimumok kialakulását, illetve azt,

hogy a dark band miért éppen az olvadási réteg tetejénél jelentkezik. Viszont a polarizációs méréseken kívül más, közvetlen bizonyíték nincs erre a hipotézisre, valamint az olvadó jégkristályok tulajdonságaira vonatkozó feltevésekre alapoz, amelyek nem ismert jellemzők (*Venema et al.*, 2000).

A következő lehetséges kialakító mechanizmus a jégkristályok hibáira épít. Ha csökken a jégkristály átlátszósága valamilyen hiba – például a kristályfelszín durvasága, belső repedések vagy csapdázódott légbuborékok – miatt, akkor a kristályban így előforduló eltérő közegek törésmutatóinak gradiense alakítja ki az intenzitásnövekedést a szabálytalan részecskékről történő visszaverődésben. Az olvadás lezajlása során viszont a belső kis üregeket, repedéseket olvadákvíz kezdi el kitölteni, ami így fokozatosan növeli a kristály átlátszóságát. Ezáltal csökken a törésmutatók gradiense, és a visszaverődés intenzitása is (*Venema*, 2000). Azonban ez is spekulatív magyarázat, mivel az olvadó jégkristályok tulajdonságai ismeretlenek, közvetlen bizonyítékok pedig nincsenek.

Jelenleg a legelfogadottabb magyarázatot a dark band kialakulására a részben olvadt hópolyhek szerkezetének hirtelen összeesése adja (*Sassen et al.*, 2005). Ez akkor történik, amikor a hóhely esése közben eléri az olvadási réteget. Ekkor méretük hirtelen lecsökken, és inhomogén, jégmaggal rendelkező esőcseppek keletkeznek, amelyeket az olvadással egyre vastagodó vízburok vesz körül. A lidarreflektivitás csökkenése abból adódik, hogy a részecske visszaszóró keresztmetszete hirtelen csökken az olvadással. Az olvadás folytatódik, és a részecske egyre inkább gömbszerű alakot vesz fel, így a gömbszerű felületről történő visszaszóródás lesz a meghatározó, vagyis a szórási folyamatot egyre inkább a felületi hullámok és a csepp elejéről történő visszaszóródás alakítja. Ennek következtében újból növekszik a visszaszóródási intenzitás a minimum után (*Sassen et al.*, 2005). További intenzitás erősítő tényező, hogy az olvadással teljesen eltűnik a részecskék jégmaggja, ami egyébként gátolta a csepp hátoldaláról történő visszaszóródást, így már a csepp mindkét oldala részt vesz a szórási folyamatban (*Sassen*, 1977; *Di Girolamo et al.*, 2012). Fontos megjegyezni, hogy voltak a feltevést cáfoló és igazoló mérések is. Előbbi (*Venema et al.*, 2000) szerint a részecskék hirtelen összeesése azért nem indokolja az intenzitás csökkenésének kezdetét, mivel az esési sebességük csak jóval alacsonyabban kezd el növekedni (6. ábra), azaz csak ekkorra válik elég kicsivé a részecskék mérete sebességük növekedéséhez.



6. ábra A lidar visszaszóródás, a radarreflektivitás és a radarral mért sebesség profiljai. Szembeötlő a sebességnövekedés késése a lidar visszaszóródás intenzitáscsökkenéséhez képest (Forrás: Venema et al., 2000)

A mérés legnagyobb hibája, hogy a lidar által detektált részecskékhez társították a radarmérésekből származó sebességi adatokat, miközben a két műszer eltérő mérettartományú részecskék érzékelésére képes (ezért Doppler-radar helyett célszerű lett volna Doppler-lidar használata). A hipotézist igazolni látszó mérés (*Di Girolamo et al., 2012*) jóval több szenzor segítségével zajlott le, és a radar és lidar polarizációs mérések mellett repülőgépes mérést is végeztek (kétdimenziós felhőszonda). Ezek úgy tűnik, alátámasztották (*Sassen et al., 2005*) konceptuális és mikrofizikai modelljét, noha kiemelték, hogy szükséges lenne még scanning dual polarizációs lidarok használata is. Ezekkel ugyanis vizsgálható lenne az inhomogén olvadt cseppek irányítottsága, azaz a lidar visszaszóródás függése a műszer döntésszögétől (*Di Girolamo et al., 2012*).

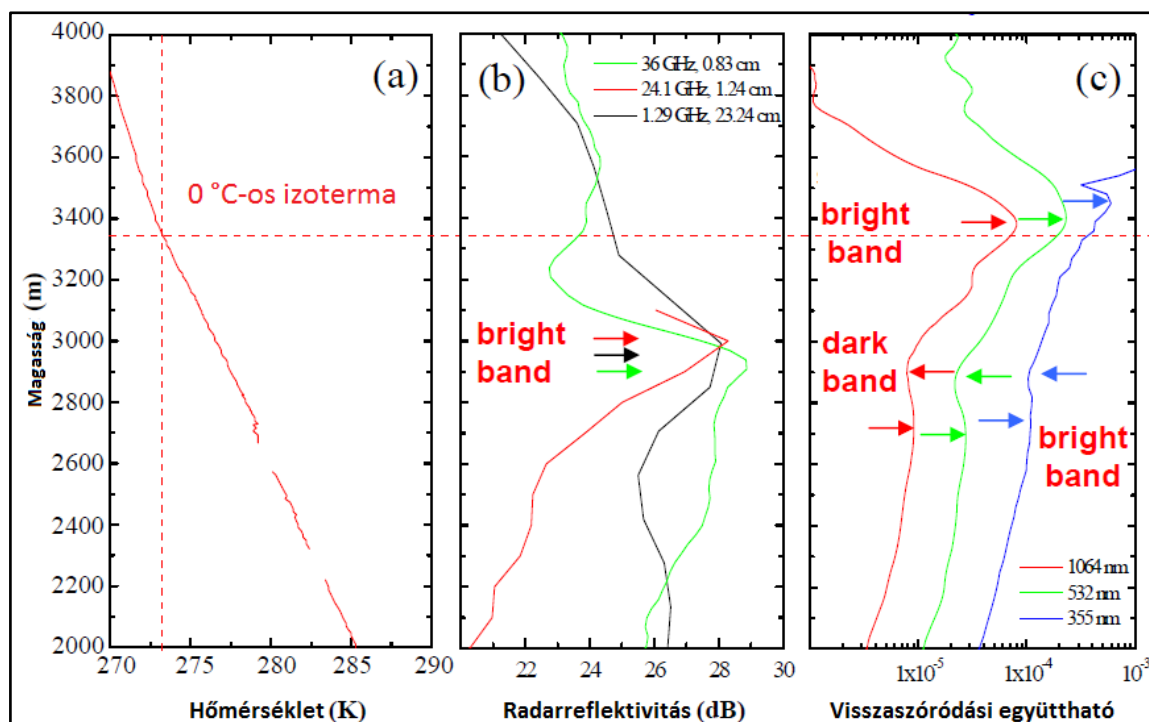
### 3.4. A dark band tulajdonságai

Az eddigi, többfajta szenzorral végzett mérésekből a dark band számos tulajdonságára következtethetünk. Feltűnő, hogy ugyanahhoz az olvadási réteghez tartozó bright band többnyire sokkal vastagabb, mint a dark band (*Sassen et al., 2005*). A dark band általában a bright band felső részének magasságában helyezkedett el, nagyjából 200-300 méter vastagságban (*Venema et al., 2000*). Gyakran akkor is jelentkezett dark band, ha a

nagyon gyenge csapadék radarreflektivitása csak mindössze 0 dBZ körül alakult (*Venema et al.*, 2000).

A legfontosabb felderített jellegzetesség azonban az volt, hogy a dark band általában a 0 °C-os izoterma alatt helyezkedik el, akár több 100 méterrel (7. ábra). Ezt már korán sikerült kimutatni (*Demoz et al.*, 2000), illetve megfigyelték, hogy az eltérés gyengébb intenzitású csapadék esetén kisebbnek mutatkozott (*Di Girolamo et al.*, 2012). Ennek igazolását a kombinált lidar- és rádiószondás mérések eredményei jelentették (*Sassen et al.*, 2005; *Di Girolamo et al.*, 2012), azonban ezeket több okból is fenntartással kell kezelni. Egyrészt a rádiószonda indítási helye gyakran távol esett a lidarmérés helyétől, valamint a napi kétszeri szondás mérés nem feltétlenül reprezentatív ennek az eltérésnek a vizsgálatához (*Sassen et al.*, 2005). Másrészt a légkör függőleges szerkezeti viszonyait, így a vertikális hőmérsékleti gradienst is jelentősen befolyásolja a csapadékhullás: gyakran teljesen más hőmérsékleti viszonyok uralkodnak a csapadékhullás rétegében, mint a környezetében (*Sassen et al.*, 2005). Ennek a lokális anomáliának az okai a párolgási hűlés, vagy a szublimációs hűlés és a vertikális mozgások – fel- és leáramlások – hatása (*Stewart et al.*, 1984). Emellett a nedvességi viszonyok is befolyásolják a lokális hőmérsékleti gradienst. Olvadó hópelyhekkal végzett szélcsatornás kísérletek esetében kimutatták, hogy a szublimáció hűtő hatása miatt az alultelített levegő késleltetheti a hópelyhek olvadását; számszerűsítve ez azt jelenti, hogy minden 10%-nyi alultelítettség a 100% relatív nedvességhez képest akár 100 méterrel is csökkentheti azt a magasságot a 0 °C-os izoterma magasságához képest, ahol a hópelyhek olvadni kezdenek (*Mitra et al.*, 1990). Ez az eltérés az egyik kombinált mérés során meg is jelent (*Di Girolamo et al.*, 2012). Ez alapján az mondható el, hogy a rádiószondás mérés segítségével a levegő 0 °C-os izotermájának magassága határozható meg, míg a lidar visszaszóródási adatsoraiban a dark band azt a magasságot jelöli ki, ahol a hulló csapadék hőmérséklete átlépi a 0 °C-ot. A rádiószonda által mért 0 °C-os izoterma közelében, a dark band felett gyakran megjelent egy maximum a visszaszóródás intenzitásában (7. ábra). Ez a korábban már említett lidar bright band valószínűleg a hulló hópelyhek magas lidarreflektivitásához kapcsolódik, amit aztán markáns elnyelődés követ a felhőalapba ágyazott hóesés magasságában (*Di Girolamo et al.*, 2012).





7. ábra A rádiószonda által mért vertikális hőmérsékleti profil (a), az átlagolt radarreflektivitás vertikális profilja 3 különböző hullámhosszon (b), és a lidar számított visszaszóródási együtthatóinak vertikális profilja 3 különböző hullámhosszon (c). Érdeemes megfigyelni a dark band és a 0 °C magassága közti különbséget, és a dark band feletti erős lidar bright band-et (Forrás: *Di Girolamo et al.*, 2012)

A légkör vertikális hőmérsékleti rétegzettségében számtalanszor figyelhető meg inverzió. Ekkor előfordulhat, hogy két oladási réteg jön létre különböző magasságokon, egy időben. Egy 2010-es mérés során egy közeledő melegfront a magasban éppen ilyen hőmérsékleti rétegződést alakított ki (*Emory et al.*, 2014). A mérés többféle eszközzel történt. Miközben a radar visszaszóródási adatsoraiban megjelent a két jelmaximum, addig a használt ceilométer csak az alsó dark band-et érzékelte. Ennek oka, hogy a dark band feletti levegőrétegben elnyelődött a lidarjel a csapadékban, ami nagyrészt újrafagyott, de nagyobb méretű részecskékből állt (*Emory et al.*, 2014).

### 3.5. Konklúzió

Az előbbieket összefoglalásként elmondható, hogy a többi, az oladási réteghez köthető jelenséghez képest a lidarok – ideértve a felhőalpmérők – visszaszóródási adatsoraiban megjelenő minimumok kialakulása sokkal összetettebb, többtényezős folyamatokkal magyarázható. Bár a jelenség kutatása több, mint húsz éve zajlik, és létezik általánosan elfogadott magyarázat megjelenésének okaira, a dark band tulajdonságainak részletesebb feltérképezése céljából szükség lenne több dedikált mérésre, amelyek

kifejezetten az olvadási rétegben uralkodó viszonyok megismerését célozzák. Az ebben a fejezetben szereplő mérések körülményei rávilágítanak arra, hogy multiszenzoros mérések nélkül nem lehetséges az olvadási réteg teljes körű megismerése. Fontosnak tartom kiemelni, hogy az ilyen méréseknél elsődleges szempont kell, hogy legyen az érzékelők szinergiája, amit már a korai publikációk egyike is fontosnak tartott (*Venema et al.*, 1998a).

## 4. A detektáló algoritmus bemutatása, esettanulmányok

A következő fejezet tartalmazza a kidolgozott algoritmus működésének leírását, ami képes önállóan detektálni a dark band jelenséget a visszaszóródási adatsorban. Az ellenőrzés módszerének tárgyalását követően esettanulmányokon keresztül mutatom be az algoritmus előnyeit és hiányosságait. A 3. fejezetben szereplő mérések eredményeit és következtetéseit nagyrészt igazolják a bemutatott esettanulmányok is.

### 4.1. Az algoritmus jellemzése

A visszaszóródási adatsorok feldolgozása előtt szükség volt az adatok vizualizációjára, hiszen ez elősegítheti egy hatékonyabb algoritmus kidolgozását. Ilyen megjelenítő felület azonban nem állt rendelkezésemre a munka megkezdésekor, így az első feladat ennek megalkotása volt. Ehhez, és a későbbi teendőkhöz is a Python programozási nyelvet, valamint a PyCharm fejlesztő környezetet használtam fel, az ábrák létrehozásához pedig többek között a matplotlib modult. Ez egy MATLAB-hoz hasonló környezetet biztosít Python alatt objektumorientált módon. A matplotlib nagyban támaszkodik a NumPy és SciPy modulokra is. Legfőbb filozófiája, hogy a függvények ábrázolása lehetséges legyen mindössze néhány parancs segítségével objektumok példányosítása nélkül.

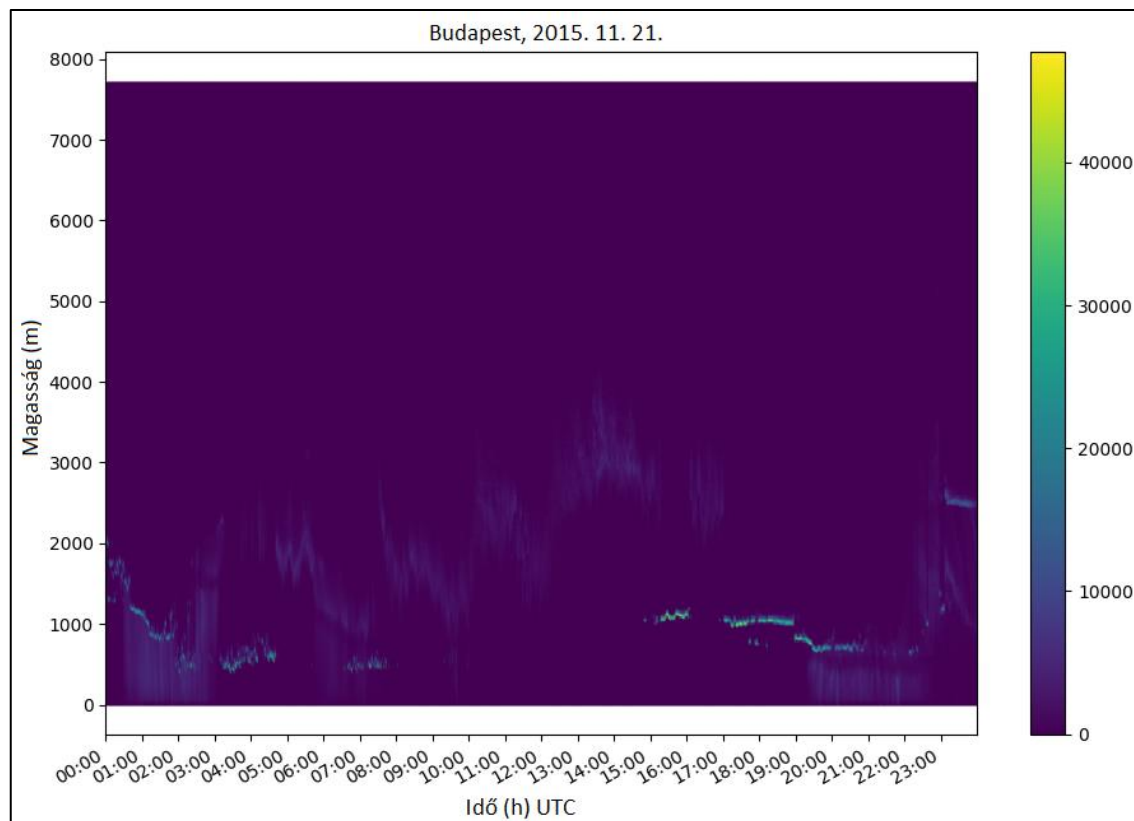
A Vaisala felhőalpmérők esetében az egy percre vonatkozó visszaszóródási profilok saját táviratfajták formájában kerülnek megőrzésre. Ezekben a szöveges dokumentumformátumú fájlokban csak az egyik sor tartalmazza a visszaszóródási profilt öt karakterenként csoportosított szerkezetben, hexadecimális számrendszerben, ASCII-kódolással. A többi sor többek között a műszer állapotáról, a kiválasztott mérési felbontásról és a távirat típusáról szolgál adatokkal (W3). A távirat típusának jelentőségét az adja, hogy a különböző fajtájú táviratokban más-más sorokban található a visszaszóródási profil. A távirat típusának jelölése az első sorban található, az algoritmus ennek a sornak a vizsgálatával dönti el, hogy hol keresse a mért adatokat a fájlban belül.

Futtatáskor az algoritmus a munkakönyvtár beállításai után listázza annak tartalmát. A munkakönyvtárban olyan könyvtárak találhatóak, amelyek nevei az adott napok dátumai. Ezekben találhatóak a percenkénti táviratfájlok. Egy nap esetében ez összesen 1440 darab fájl jelent, ha nem fordult elő mérési hiba vagy kimaradás a ceilométer áramellátásában. A munkakönyvtár tartalmának ismertetése után a program arra kér minket, hogy válasszunk ki ezek közül egy könyvtárat a könyvtár nevének – vagyis az adott nap dátumának – megadásával. Ennek megtörténte után ellenőrzi, hogy valóban könyvtárnevet, és nem

fájlnevet adtunk-e meg, mivel utóbbi esetén figyelmeztet a hibára, és leállítja az algoritmust. Ha valóban könyvtárnevet adtunk meg, akkor a program létrehoz egy új elérési utat, aminek segítségével új munkakönyvtárat állít be. Ezután egy ciklus segítségével a könyvtár minden elemének – tehát az összes percenkénti fájlnak – a tartalmát soronként beolvassa. Ebben a részben zajlik az első sor vizsgálata is, ami alapján megtörténik a profilokat tartalmazó sorok kiválogatása. Ezekhez aztán a program hozzárendeli a fájlnevet, ami a dátumot és az időt is tartalmazza perc pontossággal. Más szavakkal egy olyan adatstruktúra jön létre, amiben a dátumhoz és az időhöz párosítjuk a visszaszóródási profilt. Egy újabb ciklus átváltja tízes számrendszerbe a visszaszóródási adatokat, illetve nullával helyettesíti a hibás vagy kiugróan magas értékeket. Ez egyfajta előszűrése az adatoknak, kizárólag az irreálisan magas értékek kerülnek kiválogatásra. A dátum és az idő, valamint az eddig feldolgozott profil ezután egy úgynevezett szótárba kerül. Ez egy Pythonban előszeretettel használt adatstruktúra, ahol a bejegyzett elemek nem megváltoztathatatlan sorrendben lesznek elrendezve. Egy kulcsnak nevezett speciális indexszel bármelyikükhöz hozzáférhetünk. A szótárak maguk megváltoztathatók, emiatt könnyen adhatunk hozzá új elemeket, vagy távolíthatunk el már nem szükségeseket. Esetünkben a dátum és a hozzá kapcsolt idő a kulcs, a kulcshoz tartozó érték pedig a tízes számrendszerben levő visszaszóródási profil. Így az idő megadásával gyorsan megkereshetjük az adott perchez tartozó profilt. Az algoritmusunk a későbbiekben is használ ilyen adatszerkezeteket. Mivel a szótár elemei alapértelmezett esetben nem rendezettek, az algoritmus e részének vége pótolja ezt a hiányosságot, idő szerinti rendezést alkalmazva.

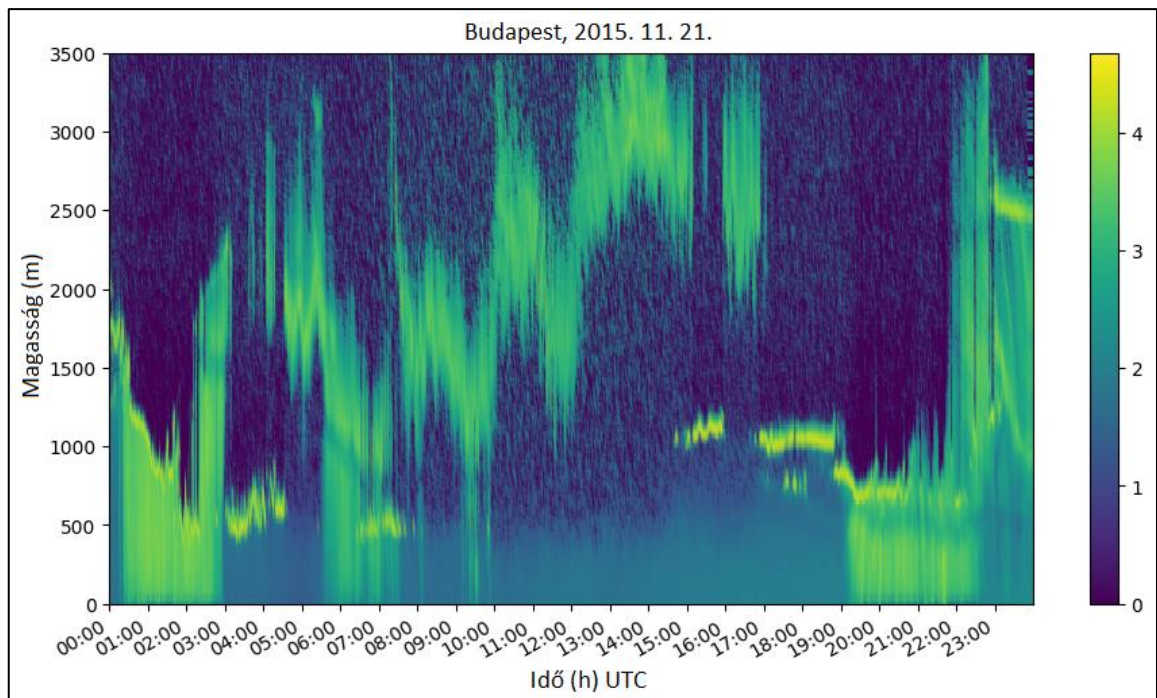
A program ezután beállítja az ábrák mentésére használt könyvtárat munkakönyvtárként. Az ábrázolás előtt viszont további adatfeldolgozásra van szükség. Ennek keretén belül az algoritmus hozzárendeli a magassági értékeket a visszaszóródási intenzitás értékeihez. Ez úgy történik, hogy a felbontás nagyságát – esetünkben ez 20 m – megszorozza a visszaszóródási érték profilban elfoglalt sorszámával. Az értékcsoportok ezután egy új szótárba kerülnek, ahol a kulcsokhoz tartozó értékek azonos hosszúságú listák, amelyek rendre az ábrázoláshoz átalakított formátumú idő, a magasság, és a visszaszóródási intenzitás értékeit tartalmazzák. Ezután az algoritmus elkészít egy előzetes szórásdiagramot (angolul: scatterplot), aminek vízszintes tengelyén az eltelt idő, függőleges tengelyén pedig a felhőalapmérőtől számított magasság található, a pontok színezése pedig az intenzitási érték alapján történik (8. ábra). Két tényezőt fontos figyelembe venni: a program a visszaszóródási profil időbeli változását jeleníti meg, nem pedig horizontális térbeli jellemzőit. Egyedül a profil függőleges szerkezetéről és annak időbeli változásáról

nyerhetünk információt ezzel a módszerrel. Másrészt az intenzitás – ami arányos az egyégnyi térrészből egységnyi idő alatt az eszköz optikájába visszaérkező fotonok számával, valamint a későbbikben ennek logaritmusával – mértékegysége önkényesen megválasztott egységben értendő.



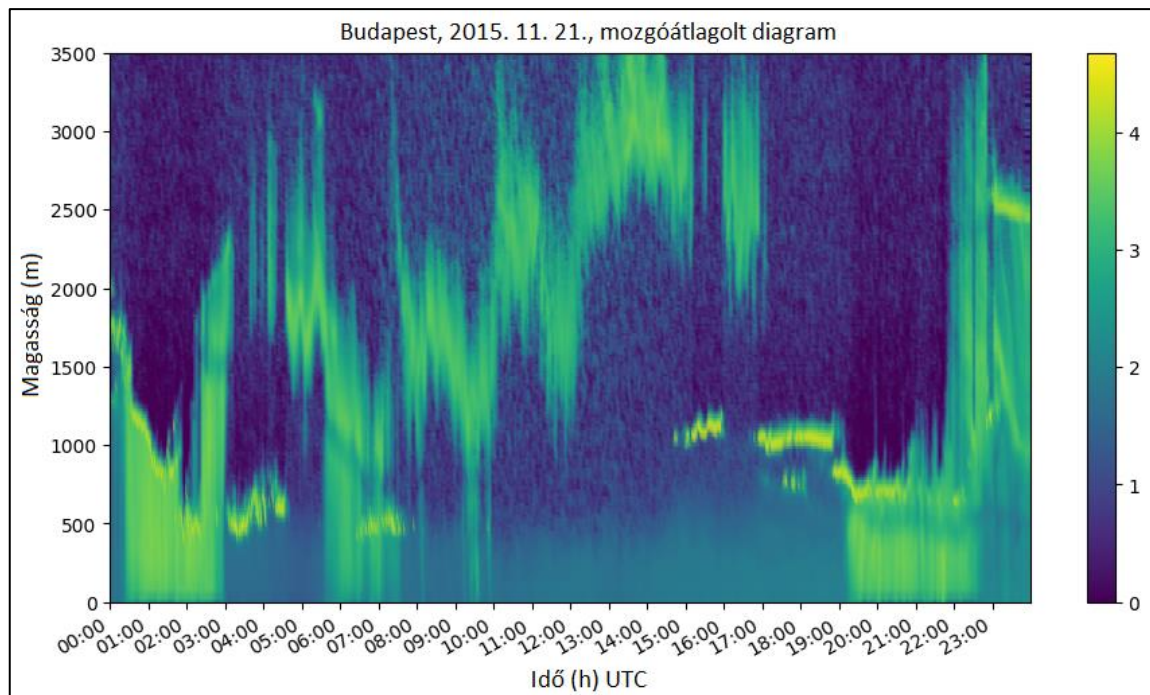
8. ábra Előzetes scatterplot, 2015. 11. 21.

Az előzetes diagramról nem nyerhetünk ki sok információt, ennek oka a több nagyságrendet is átfogó értékekben keresendő. A túl nagy nagyságrendű adatok elnyomják a számunkra fontos nagyságrendűeket, ezért célszerű normalizálni az adatsort. Ez az adatok előfeldolgozásának egyik legelterjedtebb módja, és célja az, hogy az értékeket leskálázzuk egy tetszőleges normált tartományba. Ennek egyik módja, ha logaritmizáljuk az adatsor értékeit. A mi esetünkben az algoritmus egy függvény segítségével kiszámítja az intenzitásértékek tízes alapú logaritmusát, és ezeket, valamint a hozzájuk tartozó magassági és időbeli értékeket egy, az előzetes diagram esetében használt szerkezetű szótárba menti. Ennek segítségével az előzővel megegyező elrendezésű, logaritmikus szórásdiagram készíthető, amelyen már láthatók a különböző jelenségek. Az általunk vizsgált téli időszakban elegendő volt az alsó 3500 m ábrázolása (9. ábra).



9. ábra Logaritmikus scatterplot, 2015. 11. 21.

Ezt követően kerül sor az adatok mozgóátlagolására. Erre részben azért van szükség, hogy a normalizálás után megmaradt, túl magas értékeket a környezetükben található értékekhez közelítsük, ezáltal „simítva” az adatsort. Fontosabb azonban, hogy ezáltal eltűnnek a dark band-en belüli – alsó és felső határa közötti – pixelnyi hibák, adathiányok, ami által az adott időpontban is detektálhatóvá válik a jelenség. Ugyanakkor bizonyos nagy intenzitású értékeket nem szeretnénk ezzel a módszerrel csökkenteni: ezek a felhőalapot és a csapadékot jelölő értékek. Az algoritmus ezért kettéválasztja az intenzitásértékeket, és csak az általunk megadott intenzitáskorlát alattiakra alkalmazza az időbeli mozgóátlagolást. Ez egy ciklusban zajlik úgy, hogy az algoritmus az adott időpontbeli értéket és az időben korábbi, előtte szereplő négy értéket vizsgálja. Ezek közül kiválasztja a korlát alattiakat, és az átlagukkal helyettesíti az adott időpontbeli értéket. Ez pedig egy olyan mátrixban tárolódik, aminek sorai a különböző időpontbeli profilok, oszlopai pedig az azonos magasságban mért értékek. A megjelenítés az előbbieken leírt módon történik, az ötperces mozgóátlagolás eredménye a 10. ábrán látható.

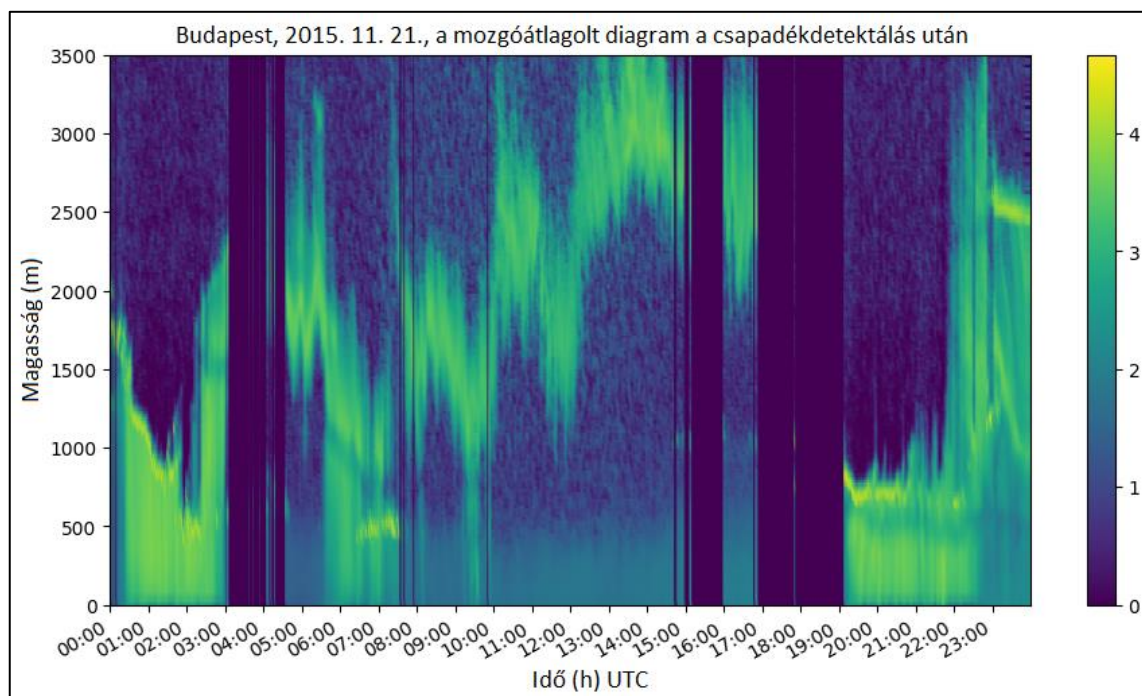


10. ábra Logaritmikusan átlagolt scatterplot a mozgóátlagolás után, 2015. 11. 21.

Ahogy korábban már említettem, a dark band jelenség szervesen kapcsolódik a csapadékhulláshoz. Ezért nem lenne szerencsés, ha az algoritmus olyan helyen detektálna hirtelen csökkenést a visszaszóródási adatokban, ahol nincs csapadéktevékenység vagy a felszín el nem érő csapadékhullás – azaz virga. Ilyen hely lehet például csapadékmentes, tiszta időben közvetlenül a felhőalap jele alatti terület. Ezért az algoritmus kiszűri a csapadékmentes időszakokat egy függvény segítségével. Először detektálja a felhőalapot a mozgóátlagolt mátrix értékeiben a korábban megadott intenzitáskorlát segítségével, és egy több lehetőséggel számoló feltételrendszert használ. Ha nem talál felhőalapot, akkor sem biztos, hogy nincs csapadék, ugyanis a nagyon intenzív csapadékokban elnyelődhet a lidarjel, ami így nem talál a csapadékréteg felett elhelyezkedő felhőalapot sem. Ezért ekkor ellenőrzi 100 méteres szakaszonként, hogy a visszaszóródás intenzitásának átlagos értéke meghalad-e egy általunk definiált küszöbértéket. Ha igen, akkor ott csapadék vagy virga található, ezért ezt a területet a későbbi vizsgálatoknál is figyelembe veszi. Ha nem, akkor azt nem tekinti csapadékos területnek. A következő eset az, ha talál felhőalapot beillő nagyságú intenzitásértéket. Ekkor a feltételrendszer ismét két ágra oszlik: ha a felhőalap legalább 500 méter magasságban van, illetve ha 500 méter alatt. Mivel itt sem garantált a csapadék megléte, ezért a korábbi átlagolást és összehasonlítást a csapadék küszöbértékével itt is el kell végezni. Ha a felhőalap 500 m felett található, akkor az algoritmus a felhőalap alatti 500 m vastagságú rétegre végzi el az átlagolást és az összehasonlítást. Ha a felhőalap 500 m magasságban vagy az alatt található, akkor a felszín és a felhőalap között végzi el a



csapadékdetektálást. Az így kiválogatott értékek egy olyan mátrixba kerülnek, melynek szerkezete egyezik a mozgóátlagolás során használt tároló mátrixéval. A csapadékdetektáló modul eredménye a 11. ábrán látható.

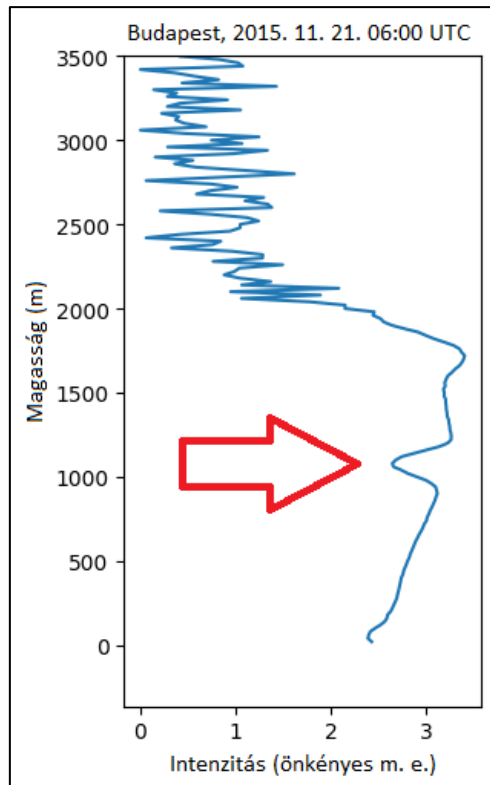


11. ábra A diagram a csapadékdetektálás után, 2015. 11. 21.

#### 4.1.1. A dark band keresése: a jellegzetes lokális minimumok detektálása

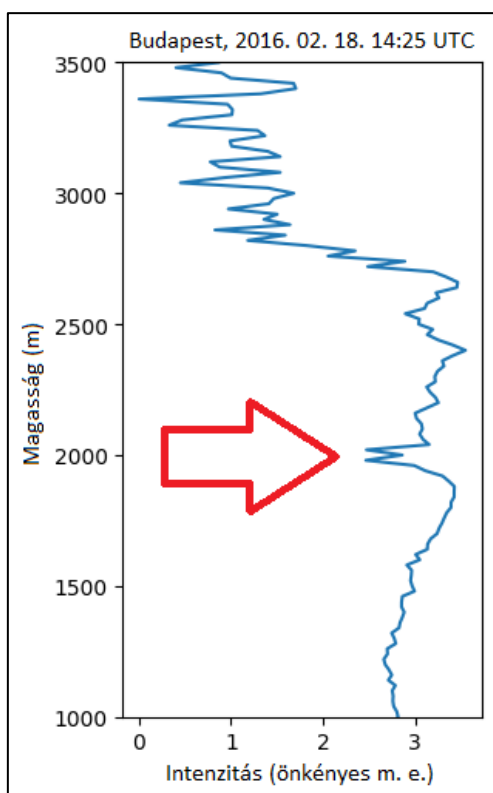
A kidolgozott algoritmus talán legfontosabb része a lokális minimumot detektálja. A cél az volt, hogy a visszaszóródási értékekben megjelenő hirtelen intenzitáscsökkenést és az azt követő intenzitásugrást a lehető leggyakrabban és megfelelő pontossággal ismerje fel az algoritmus. Ez az értékváltozás egy jellegzetes parabolaként jelenik meg az egy percre vonatkozó profilokban (12. ábra). Ez a parabola többé-kevésbé az összes egyperces profilban hasonló alakot ölt, így a parabola tulajdonságainak detektálásával viszonylag pontosan meghatározhatjuk a dark band helyét.





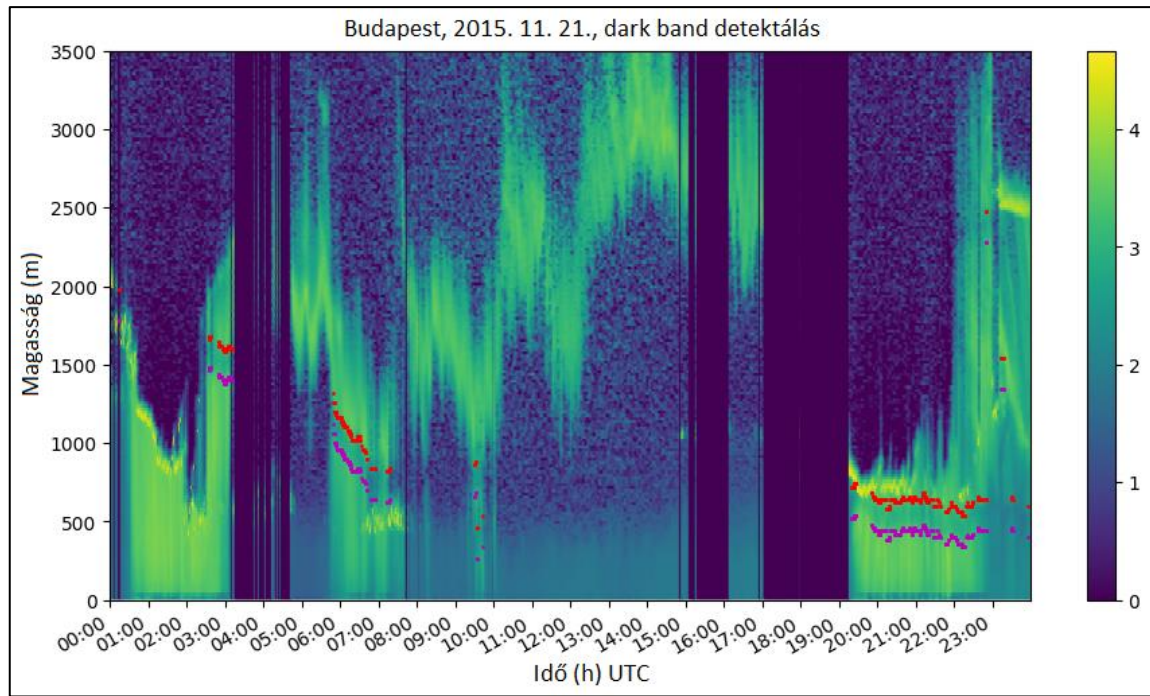
12. ábra Egyperces visszاسzóródási profil 2015. 11. 21. 06:00 UTC-kor. A piros nyíl a dark band-et jelöli.

Az algoritmus a már csapadékdetektáláson átesett adatokkal dolgozik. A dark band alsó és felső részénél két-két jelenséget kell észlelnie. A felszíntől felfelé haladva, a dark band aljánál detektálnia kell egy megfelelő mértékű intenzitáscsökkenést egy adott vastagságú réteg két végpontja között, illetve meg kell bizonyosodnia róla, hogy a két végpont közti értékek sorozata szigorúan monoton, csökkenő. A túlsó végpontból – ami a tényleges lokális minimumnak tekinthető a dark band-ben – és annak egy tetszőlegesen kicsi környezetéből felfelé indulva ennek épp a fordítottját kell vizsgálnia. Ekkor tehát a felső réteg két végpontja közti értékek sorozata szigorúan monoton, növekvő kell, hogy legyen, valamint a két végpont között megfelelő mértékű intenzitásugrást kell detektálnia. Az algoritmus azért a tényleges lokális minimum egy megfelelően kicsi környezetéből folytatódik, mert elképzelhető, hogy a dark band közepénél egy köztes kicsi lokális maximum található (13. ábra). Ekkor a köztes maximum után végzi az intenzitásugrás keresését.



13. ábra Egyperces visszaszóródási profil 2016. 02. 18. 14:25 UTC-kor. A piros nyíl a köztes lokális maximumot jelöli a dark ban-ben. A nagyítás a jobb láthatóság miatt készült (lásd magasság).

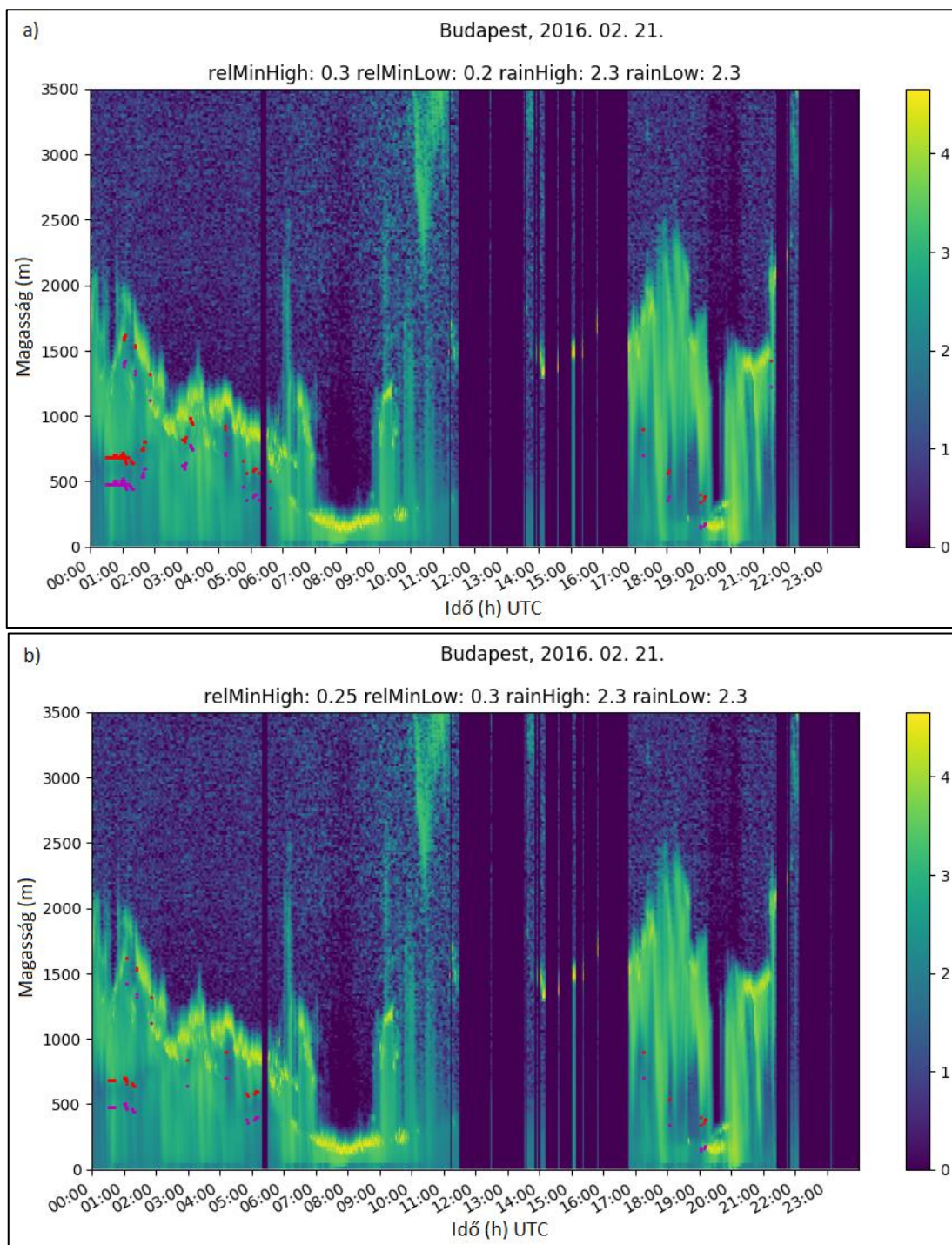
Az algoritmus ezután kiválogatja az alsó réteg alsó és a felső réteg felső végpontját úgy, hogy az ábrára csak azok a végpontok kerülnek, amelyek egy időben szerepelnek a dark band határainál. Azt is vizsgálja a program, hogy ez a két végpont meghalad-e egy általunk definiált csapadékintenzitás-korlátot. Az így kinyert magassági és időbeli értékek egy szótárban tárolódnak az ábrázoláshoz, ami úgy történik, hogy a mozgóátlagolt és csapadékdetektáláson átesett adatsor szórásdiagramjára kerülnek a magenta színnel jelölt alsó és a piros színnel jelölt felső réteghatároló pontok (14. ábra).



14. ábra A detektált dark band, 2015. 11. 21.

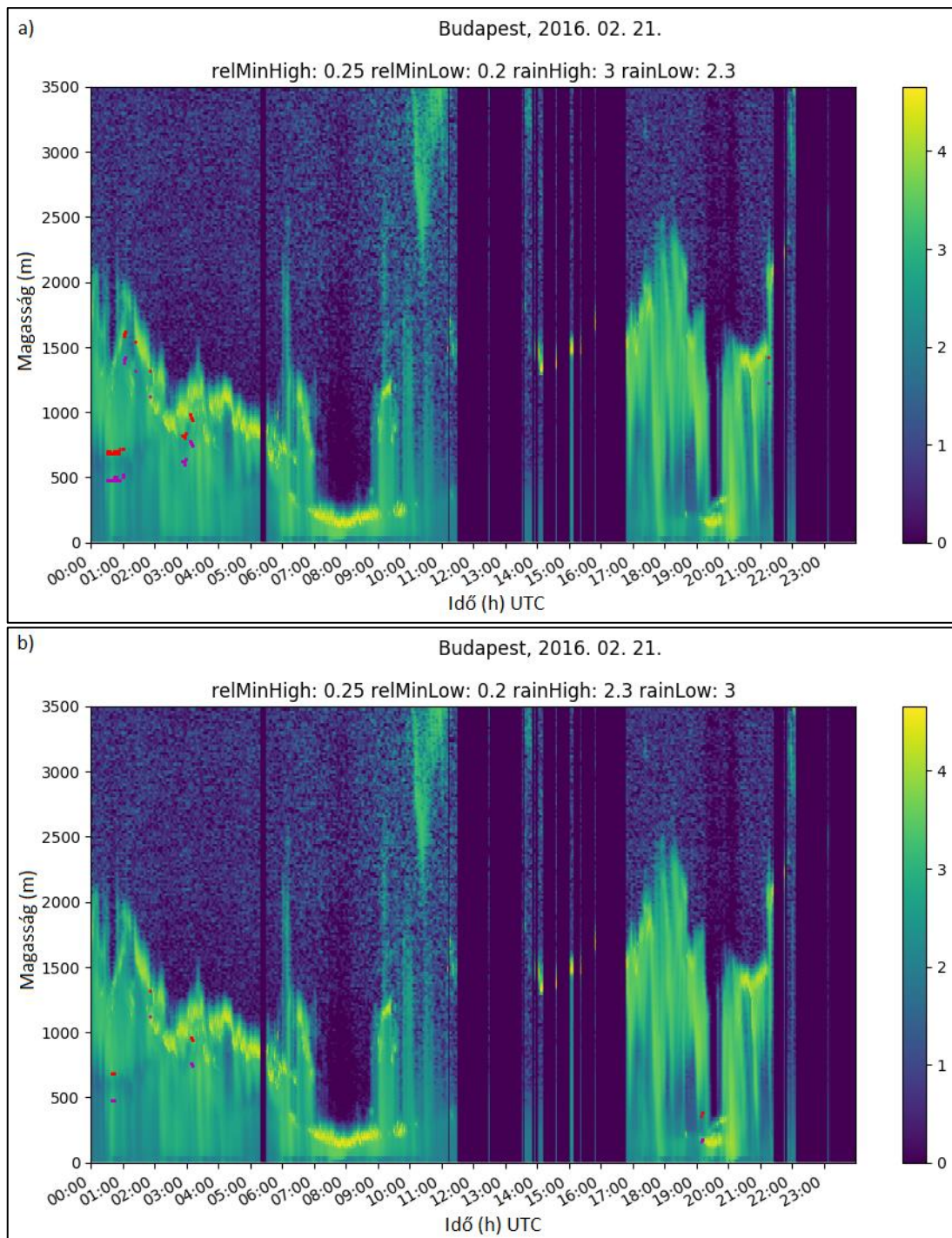
Az algoritmusnak ez a része tartalmazza a legtöbb parametrizálási lehetőséget, mivel a megfelelő mértékű intenzitásérték-változásra vonatkozó relatív minimumokat és a dark band-et határoló pontokra vonatkozó csapadékintenzitás-korlátot empirikus úton meghatározott állandókkal adhatjuk meg. Ez összesen négy empirikus paramétert jelent, amelyek rendre a felső relatív minimum, az alsó relatív minimum, a felső csapadékkorlát és az alsó csapadékkorlát. A relatív minimumok értékének meghatározása úgy történt, hogy több különböző nap több különböző időpontjára vonatkozó egyperces profil esetében kiszámítottuk az intenzitás értékének esését a dark band határoló pontja és a tényleges lokális minimum között, és az így kapott értékhalmozatra megadtunk egy közös alsó korlátot. A csapadékra vonatkozó korlát megadásának folyamata hasonló elvet követett. A 15a, 15b, 16a és 16b ábrák szemléltetik azt, hogy mi történik, ha a négy paramétert külön-külön megváltoztatjuk. Az eredmények összegzéseképpen az mondható el, hogy a paraméterek növelésével szigorítunk a feltételeken, ezáltal még inkább szűrjük a dark band detektált pontjait. Ez különösen az alsó relatív minimum és az alsó csapadékkorlát növelésekor igaz, ekkor ugyanis a zajszűrés mellett jelentős értékvesztés is történik, összehasonlítva a felső korlátok növelésekor kapott eredményekkel. A dark band detektáláshoz kompromisszumos megoldásra volt szükség, ugyanis valamennyi zaj megjelenését el kell fogadnunk, ha nem akarunk túl sok valós értéket veszíteni ábrázolásakor. Eredményeink alapján a paraméterek egymás közötti viszonya akkor a legoptimálisabb, ha a felső relatív minimum értéke magasabb az alsóénál – ez igazolhatónak is tűnik, tekintve, hogy a dark band tetejénél az

intenzitásváltozás mértéke általában nagyobb, mint a dark band aljánál –, illetve ha a felső csapadékkorlát kicsit meghaladja az alsó értéket vagy közel egyformák. Egy ilyen paraméterelrendezéssel detektált dark band látható a 17. ábrán. Noha felfedezhető zaj is az adatsorban, mégsem veszünk sok, jól detektált értéket. A diplomamunkában később előforduló ábrák is ezt a paraméterkiosztást használják.

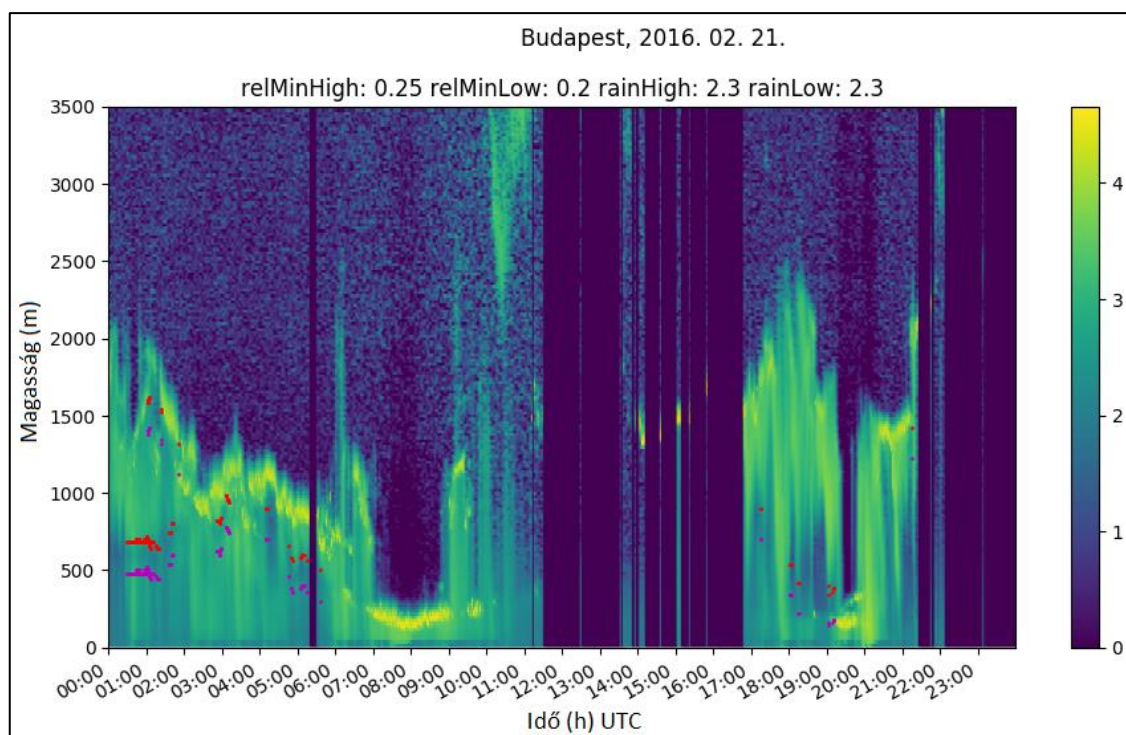


15a, b ábrák A relatív minimumok megváltoztatásának hatása a dark band detektálhatóságára (az ábrák alcímében szereplő értékek rendre: felső és alsó relatív minimum, felső és alsó csapadékkorlát).





16a, b ábrák A csapadékkorlátok megváltoztatásának hatása a dark band detektálhatóságára (az ábrák alcímében szereplő értékek rendre: felső és alsó relatív minimum, felső és alsó csapadékkorlát).



17. ábra Dark band detektálása az általunk optimálisnak tekintett paraméterkiosztással

## 4.2. Az algoritmus ellenőrzése

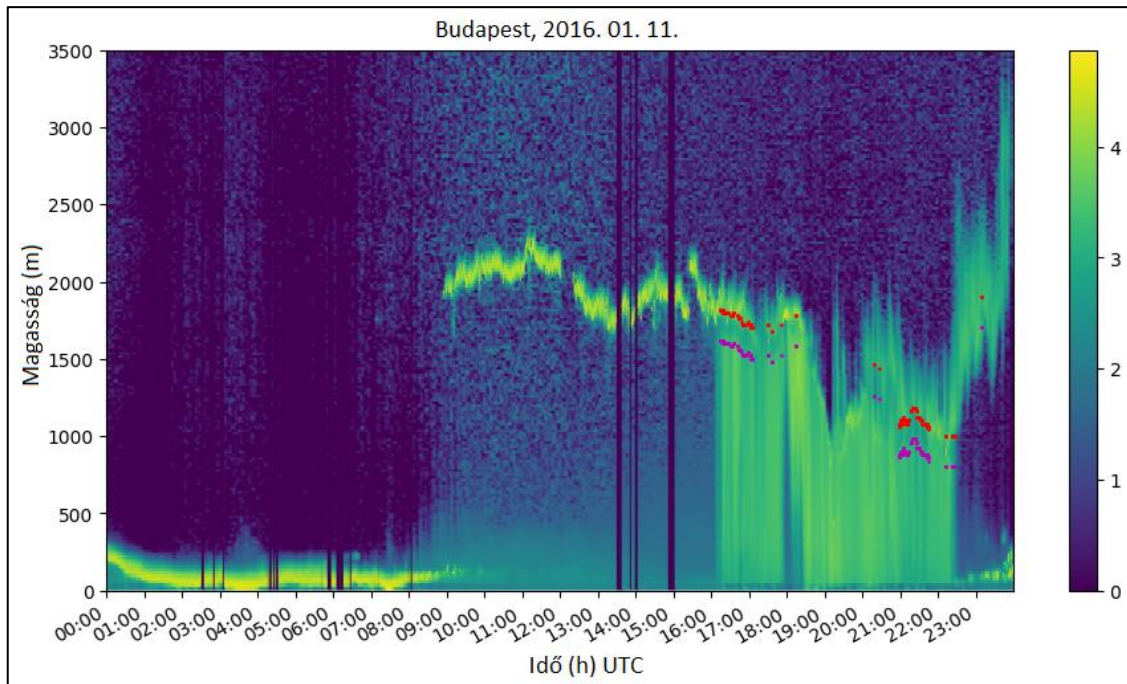
Az eredmények ellenőrzése főként két dologra koncentrált: a csapadékdetektálás helyességének megállapítására, illetve az olvadási réteg magasságának ellenőrzésére. Előbbihez a Liszt Ferenc Nemzetközi Repülőtérre vonatkozó METAR táviratokat használtuk fel (W5), utóbbihoz pedig a pestszentlőrinci rádiószondás felszállások adatait, amit a University of Wyoming honlapján értünk el (W6).

A METAR táviratok használatát több szempontból is szerencsésebbnek találtam a pestszentlőrinci SYNOP táviratok használatánál. Egyrészt a SYNOP táviratokat óránként adják ki. A percenkénti lidar mérések ellenőrzéséhez tehát jobban használhatók a sűrűbb időközönként, pontosabban félóránként kiadott METAR táviratok. Ekkor persze felmerülhet a távolság problémája, hiszen a pestszentlőrinci obszervatórium, ahol a lidar mérések zajlottak, légvonalban nagyjából 4–5 kilométerre található a repülőtértől. Azonban az olyan időjárási jelenségek esetében, amelyek sztratiform csapadékképződéssel és kiterjedtebb felhőzettel járnak, ekkora távolságkülönbség nem jelent számottevő tényezőt. A dark band detektálása pedig erősen kötődik ezekhez.

Ahogy az 2. fejezetben említettem, a rádiószondás felszállások adatainak összevetését a lidarmérések eredményeivel körültekintően kell kezelni, hiszen a szondaindítás földrajzi helye gyakran távol esik a lidarmérések helyétől. A mi esetünk

szerencsés abból a szempontból, hogy mind a lidarmérések, mind a szondás felszállások földrajzilag ugyanazon a helyen történtek. Az egyedüli probléma a szondaindítások gyakorisága, a 12 óránkénti mérések nem elég reprezentatívak, de ez általunk nem befolyásolható tényező. Csakhogy a vártnál kevesebb volt azon esetek száma, amikor történt dark band detektálás és volt rádiószondás felszállás is. Az interneten bárki számára hozzáférhető szondaadatokat megfeleltek az ellenőrzéshez. Ezeket néhány esetben összehasonlítva a részletesebb, időben nagyobb felbontású szondaadatokkal, nem tapasztaltunk számottevő változást az ellenőrzés során.

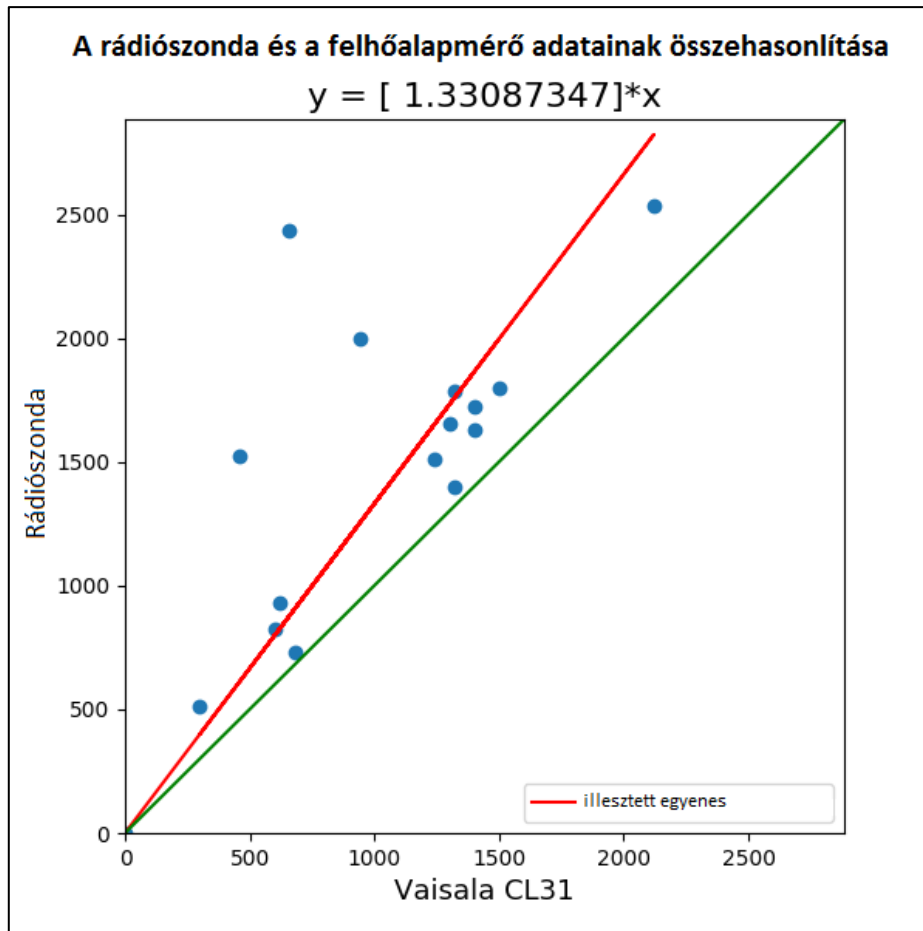
Az ellenőrzés eredményeképpen elmondható, hogy a szórásdiagramon megjelenő jelenségeket, időbeli folyamatokat nagyon jól és pontosan, legtöbbször a táviratok kiadásának megfelelő félórás időbeli felbontással írják le a METAR adatok. Ennek megfelelően a csapadékos időszakokat is jól válogatja ki a program. Eltérés főként azért tapasztalható, mert a dark band detektálás szempontjából fontosak a virgák is, ezek észlelése viszont nem kerül bele a táviratokba. Ugyanakkor az algoritmus ezeket is kiválogatja, és megtartja a dark band detektálás elvégzéséhez – ez például a 14. ábrán is látható. A táviratok jól használhatók a legalacsonyabb felhőalap magasságának ellenőrzésére is, ez pedig igazolhatja az általunk választott felhőalap küszöbérték alkalmazásának létjogosultságát. A METAR adatok alapján a ködös, párás időszakok is jól visszakövethetők. Fontos megjegyezni, hogy a köd, a páráság, valamint a túl nagy intenzitású csapadék, illetve minden olyan jelenség, amely nagyon erős intenzitásértéket produkál, hátráltatja a lidar használatát, mivel ezekben a jel elnyelődik. Ez értelemszerűen korlátozza többek között a dark band detektálásának lehetőségeit és a módszer használatát is. A 18. ábrán egy ilyen példa látható, ekkor 09:00 UTC-ig a páráság nyelte el a műszer által kibocsátott jeleket (ezt a vonatkozó METAR táviratok alapján ellenőriztem).



18. ábra A párásság megjelenése a hajnali-reggeli órákban, 2016. 01. 11.-én. Szembeötlő a lidarjel alacsony szintű elnyelődése.

A rádiószondás felszállások adataival történő összehasonlítás igazolta azt a 2. fejezetben tett kijelentést, mely szerint a dark band általában a  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ -os izoterma alatt helyezkedik el, akár több 100 méterrel. A 19. ábra a  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ -os izoterma rádiószonda által mért magasságait hasonlítja össze az ugyanazokban az időpontokban detektált dark band-ek felső határának magasságával, vagyis azokkal a magassági értékekkel, ahol megtörténik a csapadék fázisátalakulása. Az illesztett egyenes meredeksége egyértelműen jelzi, hogy a rádiószonda által mért értékek általában magasabban helyezkednek el. Ebből tehát arra következtethetünk, hogy a részecskék fázisátalakulása gyakran akkor következik be, amikor a léghőmérséklet már jóval a fagypont fölött van. Ez igazolni látszik azt, hogy a dark band felső határának detektálásával azt a magasságot kaphatjuk meg, ahol a hulló részecskék hőmérséklete átlépi a fázisátmenet hőmérsékleti határértékét.





19. ábra A rádiószonda által mért 0 °C-os értékek, és az algoritmus által detektált dark band felső magassága a rádiószondás mérések idejében. Az illesztett egyenes a legkisebb négyzetek módszerével készült.

### 4.3. Esettanulmányok

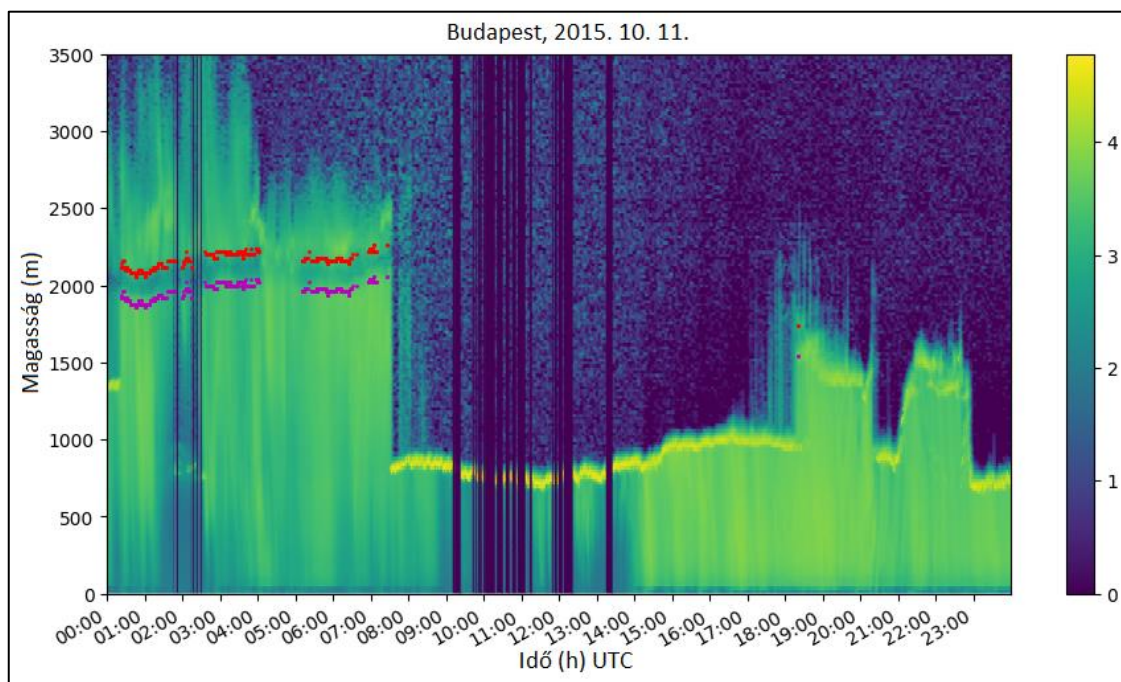
Az előző részekben ismertetett algoritmus működését négy különböző nap esettanulmányán demonstráljuk, noha a dark band detektálást elvégeztük a 2015/2016-os tél számos csapadékos napjának adatsorán. Az esettanulmányokhoz igyekeztünk olyan napokat választani, ahol méréseink összehasonlíthatók a szintén pestszentlőrinci rádiószondás felszállások mérési adataival.

#### 4.3.1. Budapest, 2015. október 11.

Ezen a vasárnapon a Kárpát-medence, így hazánk időjárását is egy, a középpontjával a Földközi-tenger felett örvénylő mediterrán ciklon határozta meg. Az ehhez kapcsolódó, dél felől érkező csapadékszóna miatt már éjszaka és hajnalban is sokfelé eleredt az eső. A borult, esős idő délelőtt is folytatódott, sőt, a nap folyamán átmeneti szünetekkel ugyan, de továbbra is ilyen maradt az idő (W7). A vonatkozó METAR táviratok alapján a csapadék gyenge eső volt a szünetek kivételével egész nap. Az alacsonyszintű felhőzet mennyisége nagyrészt

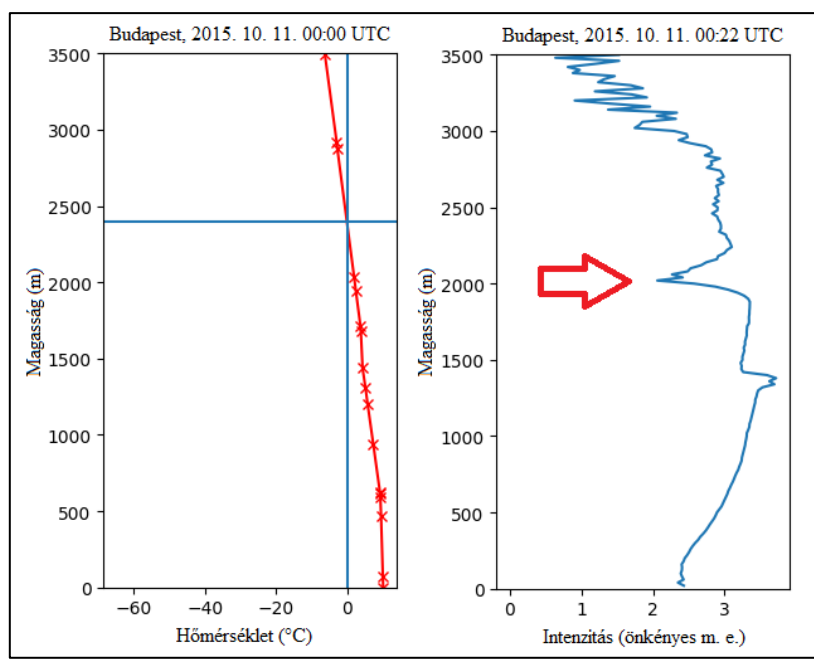
növekedett a nap folyamán, a legalacsonyabb felhőalap magassága pár esettől eltekintve 2–3000 láb (nagyjából 6–900 méter) között változott. A látástávolság nem csökkent 8000 méter alá. Szellőkések csak a délelőtt folyamán fordultak elő. A főváros külterületén a hőmérséklet napi középértéke 9,4 °C volt.

A 20. ábra a visszaszóródási profil napi menetét ábrázolja a detektált dark band-del. A csapadékhullás és az átmeneti szünetek is jól megjelennek, illetve virgákra is láthatunk példát az időszak közepén.



20. ábra A visszaszóródási profil napi menete és a detektált dark band, 2015. 10. 11.

Jól látható, hogy a reggeli órákig a csapadékhullás kitakarja a felhőalapot, utóbbi csupán nagyjából 07:30 UTC-től jelenik meg a visszaszóródási profilban. A délelőtti átmeneti csapadékszünet után 14:00 UTC-től érzékelhetően felerősödik az intenzitás, ez az eső kezdetére utal. A 18:00 UTC és 21:00 UTC-kor tapasztalható magassági ugrás a csapadékintenzitás felerősödését jelzi, ezt bizonyítja az addig stabilan detektált felhőalap eltűnése is. A dark band a reggeli gyenge esőben volt detektálható. A 21. ábra az éjszeli szondás felszállás és a hozzá időben legközelebb eső, 00:22 UTC-s egyperces, detektált dark band-et tartalmazó visszaszóródási profil összehasonlítását tartalmazza. Jól látható, hogy a rádiószonda által mért 0 °C magassága meghaladja a dark band felső határának magasságát, ami nagyjából 2200 méteren helyezkedik el.

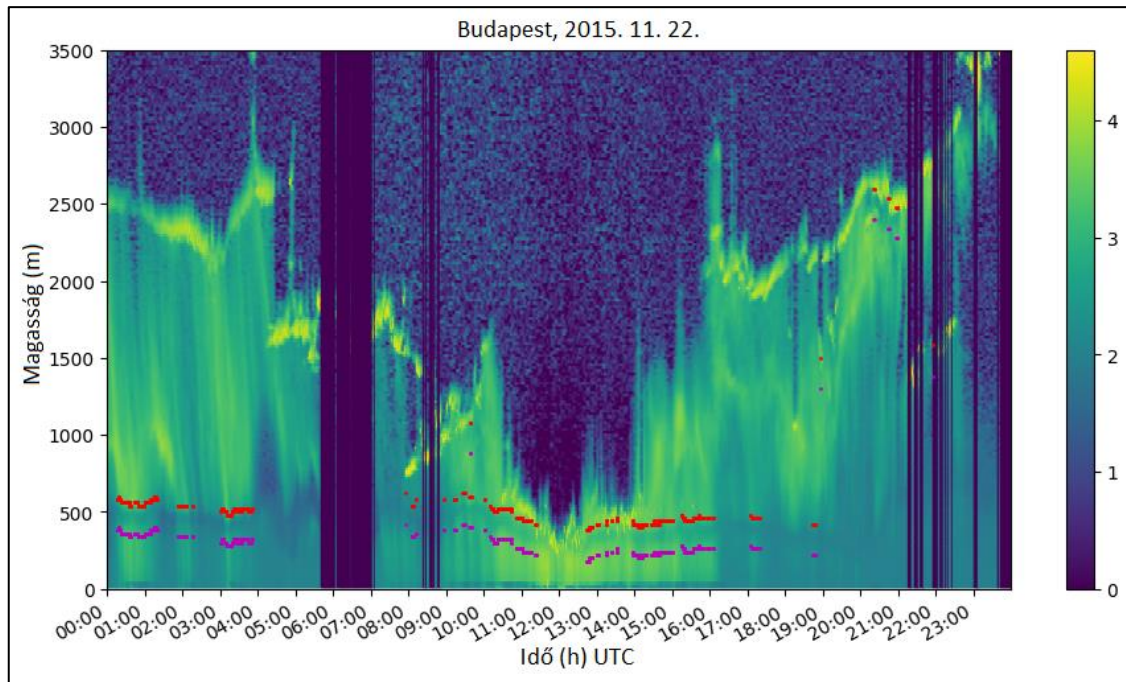


21. ábra Az éjféli rádiószondás felszállás és a hozzá időben legközelebbi, detektált dark band-et tartalmazó egyperces visszaszóródási profil (a 0 magasság itt jelen esetben az Observatórium tengerszint feletti magassága, azaz 139 m).

#### 4.3.2. Budapest, 2015. november 22.

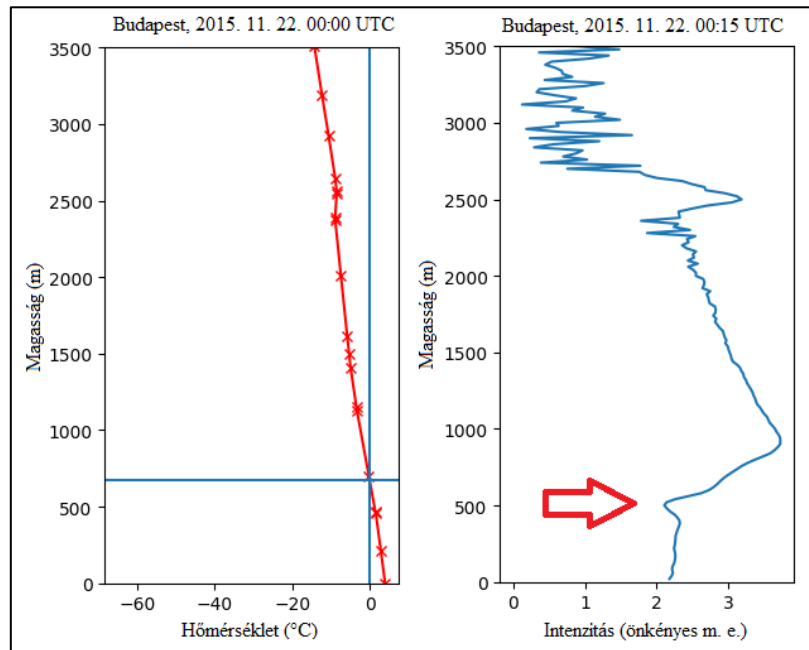
Ezen a napon a hazai időjárást egy fokozatosan távolodó többközpontú ciklonrendszer frontrendszer alakította. A nap folyamán nagyrészt borult, csapadékos volt az idő, csak időnként szakadozott fel a felhőzet (W7). A csapadék gyenge eső és szitálás között váltakozott, az alacsonyszintű felhőzet mennyisége és a hozzá tartozó felhőalap magassága is változatos értékeket vett fel a felhőzet felszakadozásai miatt. Páráság csak délelőtt és kora délután rontotta a látástávolságot. A főváros külterületén a hőmérséklet napi középértéke  $3,9\text{ }^{\circ}\text{C}$  volt.

A 22. ábrán jól érzékelhetően megjelenik a felhőalap magasságának váltakozása mellett a délelőtti páráság is, ezt bizonyítja az intenzitás elhalása az alacsony magasságon elhelyezkedő nagyobb értékek felett. A felszínt el nem érő hulló esőcseppekre ezen az ábrán is számos példát láthatunk, ezek a csapadékdetektálás után sem tűntek el, hiszen bennük is megjelenik a dark band. Több helyen is zaj jelenik meg, ennek ellenére jól meghatározható az olvadási réteg helyzete. Érdeemes megfigyelni a páráság hatását a dark band megjelenő magasságának időbeli alakulására. Ugyanakkor fény derül a módszer egyik korlátjára is: a nap utolsó harmadában az algoritmus jóval kevesebbszer ismeri fel a dark band-et, ennek oka pedig a kevés, csapadéknak számító érték vagy hulló esőcseppnek megfelelő intenzitásérték jelenléte.



22. ábra A visszaszóródási profil napi menete és a detektált dark band, 2015. 11. 22.

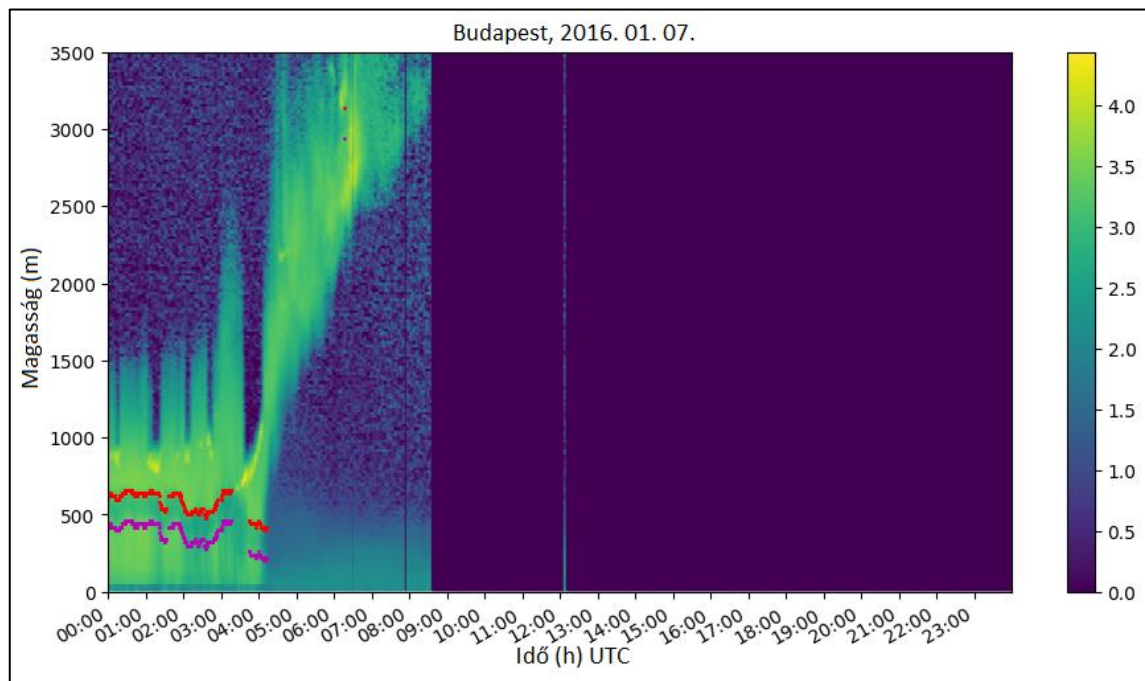
A 23. ábra az éjfél felzárását, és a hozzá időben legközelebbi, detektált dark band-et tartalmazó egyperces profilt mutatja be, és ebben az esetben is szembeötlő, hogy a dark band a szonda által mért 0 °C magassága alatt helyezkedik el.



23. ábra Az éjfél rádiószondás felzárását és a hozzá időben legközelebbi, detektált dark band-et tartalmazó egyperces visszaszóródási profil (a 0 magasság itt jelen esetben az Observatórium tengerszint feletti magassága, azaz 139 m).

### 4.3.3. Budapest, 2016. január 07.

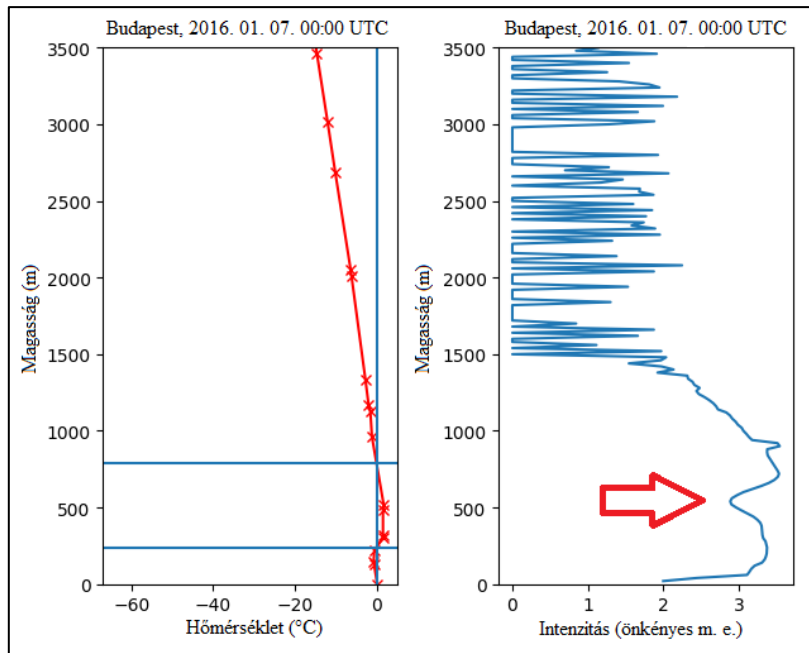
A 2016. január 07.-i eset abból a szempontból számít érdekesnek, hogy az azt megelőző napon délután több helyen, így a fővárosban is ónos eső, fagyott eső hullott, valamint havazás is volt az ország északi területein, egy a Balkán felett elhelyezkedő ciklon hatásának köszönhetően (W7). A vegyes halmazállapotú csapadék sok helyen másnap is kitartott, így a Liszt Ferenc Nemzetközi Repülőtérre vonatkozó METAR táviratokban is a fagyott eső kódja jelenik meg a 04:00 UTC-kor kiadott távirattal bezárólag. A nap folyamán azonban egyre inkább csak a Dunától keletre fordult elő ilyen csapadék, ez a változás a 24. ábrán is nyomon követhető, hiszen 04:00 UTC-től a csapadék nem érte el a felszínt és a felhőzet, a nap folyamán egyre inkább kitisztult az égbolt is. A csapadékdetektálás után az időszak jelentős részre kiszűrődött.



24. ábra A visszaszóródási profil napi menete és a detektált dark band, 2016. 01. 07. A dark band nagyon alacsonyan helyezkedik el.

A vegyes halmazállapotú csapadék, a fagypont körüli hőmérsékletek és az alacsonyan elhelyezkedő dark band inverziós hőmérsékleti rétegződést sejtet. Ezt bizonyítja a 25. ábrán látható rádiószondás felszállás hőmérsékleti profilja is. Megfigyelhető még, hogy a magas reflektivitású csapadék mennyire kitakarja a felhőalapot. A korábbi esetektől eltérően a detektált dark band felső határának magassága sokkal közelebb helyezkedik el a szonda által mért legfelső 0 °C magasságához. Ugyanakkor megfigyelhető az alsó 0 °C magassága alatti, kisebb mértékű intenzitáscsökkenés a visszaszóródási értékekben.



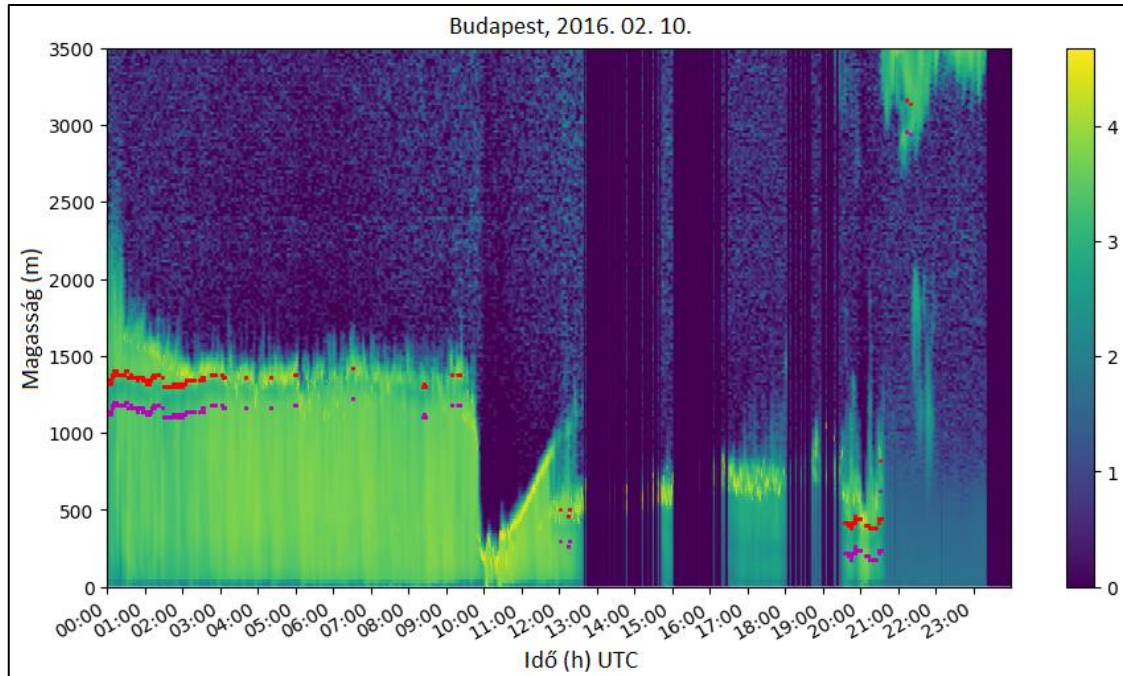


25. ábra Az éjféleli rádiószondás felszállás és az ugyanekkor detektált dark band-et tartalmazó egyperces visszaszóródási profil (a 0 magasság itt jelen esetben az Observatórium tengerszint feletti magassága, azaz 139 m). Jól észlelhető az inverziós rétegződés, és a kettős intenzitáscsökkenés.

#### 4.3.4. Budapest, 2016. február 10.

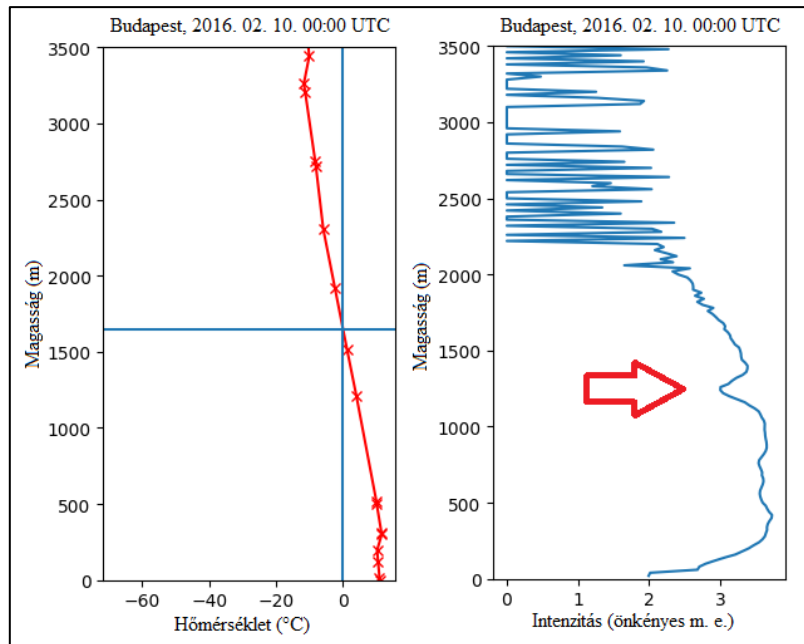
A következő esettanulmány azért kerül tárgyalásra, mert itt az algoritmus csak korlátozott mértékben volt képes detektálni a dark band-et és az olvadási réteget. Ekkor a Kárpát-medence időjárását egy többközpontú ciklonrendszer egyik peremciklonja alakította. Emiatt erősen felhős, borult volt az ég, csak délután vékonyodott el, szakadozott fel a felhőzet. Eső és zápor mellett helyenként havas eső, havazás is előfordult, emellett délnyugaton délelőtt zivatartevékenység is volt (W7). A vonatkozó METAR táviratok alapján a csapadékot gyenge és mérsékelt intenzitású eső váltakozása, illetve egy-egy zápor jelentette. A látástávolságot többször rontotta párásság. A főváros külterületén a hőmérséklet napi középértéke 6,1 °C volt. A 26. ábrán látható a szóban forgó nap visszaszóródási profiljainak menete. A nap eleji gyenge és mérsékelt esőben kezdetben jól jelenik meg a dark band, majd láthatóan egyre kevesebb detektálás történik az idő előrehaladtával. Ennek egyik oka az lehet, hogy sok olyan profil fordult elő, ahol az intenzitáscsökkenés után nem volt megfelelő mértékű intenzitásnövekedés, ugyanis a csapadékban túlságosan elnyelődött a lidarjel. Ez pedig nem illeszkedett az algoritmus által használt paraméter- és feltételrendszerbe. Ennek a jelenségnek bizonyítéka, hogy körülbelül a dark band detektálás csökkenésének idejében szemmel láthatóan a csapadék jelének intenzitása túlságosan megnőtt. Ez pedig a csapadékhullás ütemének fokozódásával magyarázható, ami olyan mértékben elfajulhat,

hogy már nagyon alacsony szinteken is elnyelődik a jel. Ennek oka a záporosó, és a jelenség 10:00 UTC körül figyelhető meg a 26. ábrán. A csapadék intenzitásának enyhülésével – és a jelelnyelődés mérséklődésével – a detektálás minősége is javul, ez látható 12:00 UTC környékén.

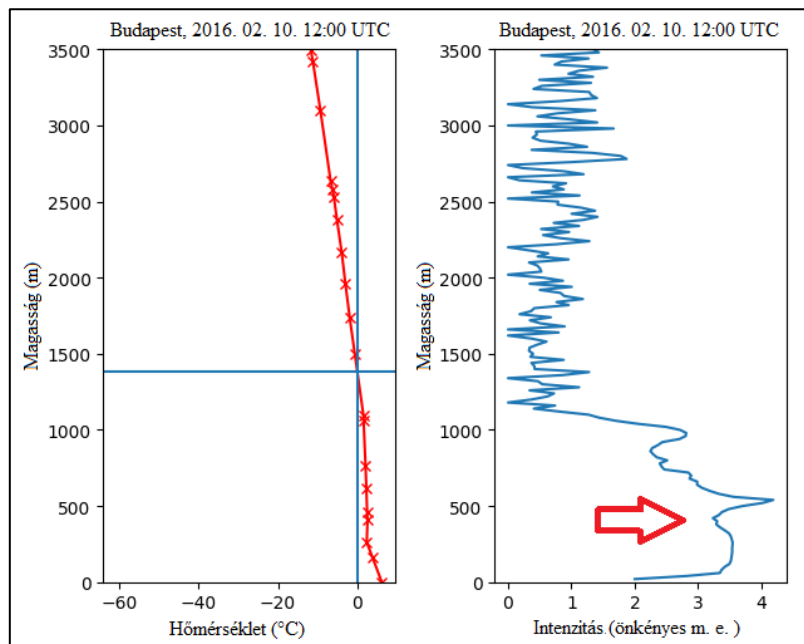


26. ábra A visszaszóródási profil napi menete és a detektált dark band, 2016. 02. 10.

Ez a nap azon ritka alkalmak egyike volt, amikor sikerült mindkét szondás felszállás segítségével összehasonlítani a visszaszóródási profilokat. Ez látható a 27-28. ábrákon. Az éjféli mérések – amikor a dark band detektálása szemmel láthatóan még megfelelő volt – jól igazodnak az eddig tapasztaltakhoz: a dark band a szonda által mért  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  magassága alatt helyezkedik el. A déli mérések ezzel szemben jelentősen eltérnek. A dark band felső határa a ceilométer szerint 500 m körül észlelhető, és az egyperces visszaszóródási profilban fel is tűnik a jellegzetes parabolászerű alak. Csakhogy a szonda által mért  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  magassága kicsit kevesebb, mint 1 km-rel feljebb helyezkedik el, illetve ehhez közelebb megfigyelhető egy másik intenzitásés-intenzitásnövekedés páros is a detektált dark band felett az egyperces profilban. Az algoritmus itt nem talált dark band-et, és a 26. ábra alapján sem tudjuk biztonsággal kijelenteni, hogy ott is található egy olvadási réteg. Pusztán a visszaszóródási profil alapján erősebb inverziós rétegződésre gyanakodhatnánk, de ezt a szondás felszállás eredményei nem támasztják alá, inkább egy  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  közeli, majdnem izoterm rétegről van szó, ami feltehetően a csapadékhullás miatt alakulhatott ki. Ebben pedig valószínűleg nehezen határozható meg az olvadás kezdetének pontos magassága.



27. ábra Az éjféli rádiószondás felszállás és az ugyanekkor detektált dark band-et tartalmazó egyperces visszazóródási profil (a 0 magasság itt jelen esetben az Observatórium tengerszint feletti magassága, azaz 139 m).



28. ábra A déli rádiószondás felszállás és az ugyanekkor detektált dark band-et tartalmazó egyperces visszazóródási profil (a 0 magasság itt jelen esetben az Observatórium tengerszint feletti magassága, azaz 139 m).



## 5. Felhasználhatóság, fejlesztési lehetőségek

### 5.1. Alkalmazhatóság

Az általunk létrehozott algoritmus felhasználhatóságának kulcsa abban rejlik, hogy segítségével meghatározható az a magasság, ahol a hulló részecske fázisátmenete megkezdődik. Ez egyrészt fontos kiegészítő információ lehet a repülésmeteorológiai gyakorlatban, másrészt a felszínre hulló csapadék halmazállapotának megállapításában is hasznosnak bizonyulhat. Ehhez kapcsolódóan pedig a magassági folyamatok modellezésében is segítséget jelenthet, hiszen az algoritmus által detektált értékek felhasználhatók az analízis során.

A légi közlekedés repülésmeteorológiai támogatásában kiemelt szerepet kap a jegesedési viszonyok meghatározása, előrejelzése a légkörben. Ennek oka, hogy a jéglerakódás megváltoztatja a repülőgép körüli áramlási viszonyokat, ezáltal veszélyesen rontja a repülőgép aerodinamikai tulajdonságait. Emellett csökkenti a hajtóművek teljesítményét, valamint súlytöbbletet jelent (*Sándor és Wantuch, 2005*). Emiatt a repülések legveszélyesebb szakaszaiban, azaz fel- és leszálláskor nagyon fontos a jegesedési viszonyok ismerete, vagy legalábbis annak meghatározása, hogy számíthat-e jegesedésre a légi jármű személyzete. Noha a modern repülőgépek rendelkeznek jégmentesítő berendezésekkel, a kisméretű repülések és a forgószárnyas járművek esetében még mindig komolyabb, reális veszélyt jelent a jéglerakódás, mivel ezek esetében nem feltétlenül megoldott a fedélzeti jégmentesítés. Mivel a dark band detektálása az olvadási réteghez kötődik, a réteg felső és alsó határának meghatározása módot adhat arra, hogy elkülönítsük az esőt, vegyes halmazállapotú csapadékot és jég részecskéket, havat tartalmazó rétegeket (4. ábra) a felhőalpmérő környezete feletti légtérben. Az olvadási réteg magasságának változását horizontális irányban ugyan nem tudjuk ezzel a módszerrel, egyetlen felhőalpmérővel észlelni, de a mért érték jó közelítés lehet az adott repülőtér toronykörzetére és bevezető légtereire (CTR és TMA). Ezen felül a dark band addigi napi menetének követésével képet alkothatunk annak jövőbeli elhelyezkedéséről, figyelembe véve az ezt befolyásoló, nagyobb skálájú folyamatokat (például frontátvonulást). Így a nowcasting és az ultra rövid távú előrejelzések során is szerephez juthat a módszer.

Kézenfekvő, hogy az olvadási réteget jelző dark band detektálása a felszínre hulló csapadék várható halmazállapotának megállapításában is segítséget nyújthat. Ez főleg olyan helyzetekben működhet, amikor eleinte csak egyre lejjebb ereszkedő virgák jelennek meg a visszaszóródási profil képén, és számítunk felszínre érő csapadékokra, miközben a légkör

függőleges rétegzettsége inverz. A csapadék halmazállapotának megállapításhoz természetesen elengedhetetlen más állapotjelzők, például a légkör vertikális hőmérsékleti gradiensek és a felszín közeli hőmérsékletnek az ismerete. Így a módszerünk önmagában nem használható erre, de más mérésekkel kombinálva hasznos kiegészítőnek bizonyulhat. A csapadékhalmazállapot-előrejelzésben talán még inkább használhatók ezek az adatok, hiszen ha a modellfutás előtti analízis idejére rendelkezésre áll mért érték, akkor ez beépíthető a modellekbe. Ez jól kiegészítheti az időben ritkán végzett rádiószondás felszállások során szerzett adatokat.

## **5.2. A módszer határai, hibái**

Természetesen számos tényező korlátozza az algoritmusunk alkalmazhatóságát. Ezek egyike a dark band detektálhatóságából adódik, ugyanis megjelenése erősen kötődik a gyenge vagy mérsékelt intenzitású csapadékhoz, virgához. Ezek hiányában nem vagy igen kis mértékben válik használhatóvá az algoritmusunk. Azaz olyan napokon, amikor csapadékmentes, de felhős az idő, az algoritmus nem feltétlenül fogja felismerni az egyébként jelen lévő olvadási réteget.

A másik problémát azok a túl erős intenzitású értékek jelentik, amelyek köd, párásság, vagy erősebb intenzitású csapadék – például zápor – vagy hó, havas eső miatt jelennek meg. Ezekben már alacsony szinteken olyan mértékben elnyelődhet a ceilométer által kibocsátott jel, hogy a felhőalap magasságának meghatározása is lehetetlenné válik. Ilyen esetekben a dark band detektálása sem lehetséges.

Ha a fázisátmenet a talajfelszín közelében zajlik, és a magasban sincs inverzió, akkor az algoritmus a felszín közelében fogja detektálni az olvadást. Ez nem minősül hibának, csupán értelmét veszti az olvadási réteg detektálása, ha a fázisátmenet érzékelhetően a felszín közelében zajlik.

## **5.3. Fejlesztési lehetőségek**

Az általunk kidolgozott módszerben számos bővítési, fejlesztési lehetőség rejlik, amelyek egy része az algoritmust érinti, más részük viszont a felhasznált mérőeszközzel kapcsolatos.

Az algoritmus szempontjából hasznosnak bizonyulhat a már meglévő empirikus parametrizációk finomítása, valamint bővítése több paraméterrel. Mivel ezek tapasztalati úton nyert állandók, így még több és változatosabb időszak vizsgálatával jobb, általánosabb állandók határozhatók meg, amelyek javíthatnak a detektálási arányon. Felmerülhet

magának a minimumkeresés módszerének a megváltoztatása is. Ezt például függvényillesztéssel lehetne megvalósítani, mert a dark band egy jellegzetes parabolyszerű alakot vesz fel az egyperces visszaszóródási profilokban. Ha sikerülne megfelelően leírni ennek a parabolának a tulajdonságait, akkor az új minimumkereső algoritmus célja az lenne, hogy a kiderített tulajdonságokkal rendelkező, ideális illesztett parabola csak bizonyos határokon belül térjen el a profilokban detektált alakzattól.

Érdeemes a fejlesztés lehetőségét a szenzor szempontjából is megvizsgálni. Az algoritmust elsősorban azért a Vaisala CL31 felhőalpmérő adataira dolgoztuk ki, mert bár ma már ennél jóval fejlettebb modellek is beszerezhetőek, de ebből az országban mind az Országos Meteorológiai Szolgálaton, mind a Magyar Honvédségen belül több is használatban van a mérőállomásokon és repülőtereken. Ez magában hordozza egy ceilométerekre épülő mérőhálózat kiépítésének lehetőségét, ami számos előnnyel járhat. A hálózat létrehozásával mód nyílna arra, hogy egy időben több helyről kapjunk mérési adatokat az olvadási réteg magasságáról, másrészt ugyanazt az ország időjárását meghatározó légköri jelenséget, folyamatot több különböző helyen is vizsgálhatnánk a dark band elhelyezkedése szempontjából. További előnye lenne, hogy így az algoritmus finomításához jóval nagyobb, mikro- és mezoskála szempontjából változatosabb adatmennyiség állna rendelkezésre rövidebb idő alatt. Ezen kívül az olvadási réteg magasságát befolyásoló légköri folyamatokat is többértéűen lehetne vizsgálni.

Mivel kiemelt problémát jelent a lidar által kibocsátott jel elnyelődése köd, párasság illetve intenzívebb csapadékhullás esetén, érdemes lehet magával a kibocsátott impulzussal kísérletezni. Használhatnánk például nagyobb hullámhosszú lézert, ami nem, vagy kevésbé nyelődik el a fent említett jelenségek esetén. Ehhez érdemes lenne más felhőalpmérő-típusokat is bevonni a vizsgálatba, hiszen alapvetően az a cél, hogy egy, már a gyakorlatban használt műszer alkalmazási körét kibővítsük. Erre sajnos nem nyílt lehetőségünk.

A fejlesztés másik útját jelenthetik a multiszenzoros mérések. Ezekkel nem csak az olvadási réteg lenne részletesebben tanulmányozható, de a megfelelő hullámhossz kiválasztása mellett az algoritmus finomítását, fejlesztését is előmozdítanák. A költséges mérés technika miatt azonban érdemes egy nemzetközi mérési kampányhoz csatlakozni, amire már korábban is volt példa (*Venema et al.*, 1998a; *Di Girolamo et al.*, 2012). Megfontolandó egy olyan mérési kampány indítása is, amelynek kifejezett célja az olvadási réteg jellegzetességeinek minél részletesebb feltérképezése; ez nagyban hozzájárulna a dark band detektálás fejlesztésének sikeréhez, illetve a módszer alkalmazhatóságának bővítéséhez.

## 6. Összefoglalás

Dolgozatomban egy olyan algoritmus kidolgozásának folyamatát részleteztem, ami képes az olvadási réteghez köthető dark band azonosítására a hazánkban elterjedt Vaisala CL31 felhőalapmérő visszaszóródási adatsoraiban. Az algoritmus működésének demonstrációját négy esettanulmány keretében végeztem el, a kapott eredményeket pedig rádiószondás felszállások és METAR táviratok segítségével ellenőriztem.

A távérzékelés történetének, valamint a lidarok működésének rövid bemutatása és a felhasznált Vaisala felhőalapmérő ismertetése után rátértem a dark band-dal foglalkozó szakirodalmi áttekintésre, aminek keretén belül röviden tárgyaltam a dark band kialakulását magyarázó elméleteket is. Diplomamunkámnak nem célja a jelenség létrejöttének magyarázata, mindössze összefoglaltam a témában született eddigi elméleteket és konceptuális modelleket, beleértve a szakmai körökben legelfogadottabbat is. Ezután részleteztem az algoritmus kifejlesztésének és a megjelenítő felület létrehozásának lépéseit.

Az adatok normalizálása és a mozgóátlagolás segítségével elvégzett „simítás” után ki kellett szűrni a csapadékmentes időszakokat úgy, hogy az algoritmus további része figyelembe vegye a felszínt el nem érő hulló részecskéket is. Ezután következett a dark band-et jelző lokális minimum keresése a visszaszóródási adatokban. Ez egy többágú feltételrendszer és empirikusan megállapított határértékek segítségével történt, aminek lényege, hogy megfelelő mértékű intenzitáscsökkenést, majd ezt követő intenzitásugrást találjon megfelelően vastag rétegben az algoritmus a dark band határmagasságain. Így került meghatározásra a dark band alsó és felső határa.

Az algoritmus tesztelését négy esettanulmány keretén belül mutattam be. Összességében az eredmények kedvezőnek mondhatók, mert azokban az esetekben is sikeres a detektálás, amikor a dark band nem szembeötlő a megjelenítő felületen. Így több esetben jó közelítéssel megkaphatjuk azt a magasságot, ahol megindul a felszín felé hulló részecskék olvadása. Ugyanakkor fény derült a módszer korlátaira, hibáira is.

Ezek egy részének kiküszöbölésére, illetve a módszer lehetséges alkalmazhatóságának területeire, potenciális fejlesztési irányokra soroltam fel példákat a dolgozat utolsó fejezetében.

## **Köszönetnyilvánítás**

Egy diplomamunka sikeres megírásához elengedhetetlen a jó témavezető. Ezúton is szeretném megköszönni Szabó Zoltánnak, hogy idejét és energiáját nem kímélve segített a diplomamunka elkészítésében, hasznos tanácsai, ötletei és türelmes témavezetői munkája nélkül a dolgozat nem készülhetett volna el.

Hálásan köszönöm Dr. Mészáros Róbert egyetemi docensnek, hogy támogatásával és munkájával segített a dolgozat elkészítésében.

Köszönet illeti Sebők Istvánt és az Országos Meteorológiai Szolgálatot a rendelkezésemre bocsátott adatokért.

Utolsók a sorban, de nem jelentőségben a „névtelen hőseim”: a párom, a családom, a barátaim. Az ő bátorításuk, ösztönzésük, támogatásuk kulcsfontosságúnak bizonyult, nélkülük most nem írhatnám le ezeket a sorokat.

## Irodalomjegyzék:

- Campbell, J. B., Wynne, R. H., 2011: Introduction to Remote Sensing, Fifth Edition. Guilford Press, New York, USA. 667 p.
- Demoz, B., Starr, D., Whiteman, D., Evans, K., Hlavka, D., Peravali, R., 2000: Raman LIDAR detection of cloud base. *Geophysical Research Letters*, 27., 1899–1902.
- Di Girolamo, P., Summa, D., Cacciani, M., Norton, E. G., Peters, G., Dufournet, Y., 2012: Lidar and radar measurements of the melting layer: observations of dark and bright band phenomena. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12., 4143–4157.
- Emory, A. E., Demoz, B., Vermeesch, K., Hicks, M., 2014: Double bright band observations with high-resolution vertically pointing radar, lidar, and profilers. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119., 8201–8211.
- Fiocco, G., Smullin, L. D., 1963: Detection of Scattering Layers in the Upper Atmosphere (60-140 km) by Optical Radar. *Nature*, 199., 1275–1276.
- Hajnal, E. Zs., 2015: Bright band azonosítási módszer kidolgozása az OMSZ radaradatainak felhasználásával. Diplomamunka, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest (témavezető: Steib Roland, Szegedi Csaba, Mészáros Róbert). 59 p.
- Kotthaus, S., O'Connor, E., Münkel, C., Charlton-Perez, C., Haeffelin, M., Gabey, A. M., Grimmond, C. S. B., 2016: Recommendations for processing atmospheric attenuated backscatter profiles from Vaisala CL31 ceilometers. *Atmospheric Measurement Techniques*, 9., 3769–3791.
- Mitra, S. K., Vohl, O., Ahr, M., Pruppacher, H. R., 1990: A wind tunnel and theoretical study of the melting behavior of atmospheric ice particles. IV: Experiment and theory of snowflakes. *Journal of Atmospheric Sciences*, 47., 584–591.
- Roy, G., Bissonnette, L. R., 2001: Strong dependence of rain-induced lidar depolarization on the illumination angle: Experimental evidence and geometrical-optics interpretation. *Applied Optics*, 40., 4770–4780.
- Sándor, V., Wantuch, F., 2005: Repülésmeteorológia. Tankönyv pilóták és leendő pilóták számára. Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest. 272 p.
- Sassen, K., 1975: Polarization Diversity Lidar Returns from Virga and Precipitation: Anomalies and the Bright Band Analogy. *Journal of Applied Meteorology*, 15., 292–300.
- Sassen, K., 1977: Optical backscattering from near-spherical water, ice and mixed phase drops. *Applied Optics*, 16., 1332–1341.
- Sassen, K., Campbell, J. R., Zhu, J., Kollias, P., Shupe, M., Williams, C., 2005: Lidar and Triple-Wavelength Doppler Radar Measurements of the Melting Layer: A Revised Model for Dark- and Brightband Phenomena. *Journal of Applied Meteorology*, 44., 301–312.
- Sassen, K., Chen, T., 1995: The lidar dark band: An oddity of the radar bright band. *Geophysical Research Letters*, 22., 3505–3508.
- Stewart, R. E., Marwitz, J. D., Pace, J. C., Carbone, R. E., 1984: Characteristics through the melting layer of stratiform clouds. *Journal of Atmospheric Sciences*, 41., 3227–3237.
- Tánczer, T., 2014: A Műhold-meteorológia Hazai Története (1955-1990). *Légekör*, 59., 4–12.
- Tóth, R., Baranka, Gy., Bozó, L., 2013: 60 Éves A Marczell György Főobszervatórium. *Légekör*, 58., 4–16.
- Venema, V. K. C., 2000: Cloud measurements with radar. Doktori disszertáció. Delft University of Technology, Delft, Hollandia. 171 p.

Venema, V. K. C., Russchenberg, H. W. J., van Lammeren, A., Apituley, A., Ligthart, L. P., 1998a: The melting layer: The radar bright band is dark for lidar. In: *Wave Propagation and Remote Sensing: Proceedings of the 8th URSI Commission F Triennial Open Symposium*. Universidade de Aveiro, Aveiro, Portugal. 159–162.

Venema, V. K. C., Russchenberg, H. W. J., van Lammeren, A., Apituley, A., Ligthart, L. P., 1998b: The Effect Of The Orientation Of Ice Crystals In The Melting Layer And Ice Clouds On Measurements Using Radar And Lidar. In: *Proceedings of the conference on light scattering by nonspherical particles: Theory, measurements and applications*. New York, USA. 136–139.

Venema, V. K. C., Russchenberg, H. W. J., van Lammeren, A., Apituley, A., Ligthart, L. P., Crewell, S., 2000: Radar and Lidar Observations of the Melting Process in the Bright Band. In: *Proceedings of the IEEE 2000 International Geoscience and Remote Sensing Symposium*. IEEE, Honolulu, USA.

Weikamp, C. (szerk.), 2005: Lidar – Range-Resolved Optical Remote Sensing of the Atmosphere. *Springer*, New York, USA. 456 p.

Woodbury, E. J., Congleton, R. S., Morse, J. H., Stitch, M. L., 1961: Design and operation of an experimental Colidar. In: *1961 IRE WESCON Convention Record*. Institute of Radio Engineers. New York, USA.

### **Internetes hivatkozások:**

W0 – Kadygrov, E. N., 2006: Operational Aspects of Different Ground-Based Remote Sensing Observing Techniques for Vertical Profiling of Temperature, Wind, Humidity and Cloud Structure (*Letöltés: 2017. 05. 02.*)

<http://rpoattex.com/pdf/PUBLICATIONS/Kadygrov - INSTRUMENTS AND OBSERVING METHODS.pdf>

W1 – Wojtaszek, M., 2010: Fotointerpretáció és távérzékelés 3. A lézer alapú távérzékelés. Nyugat-magyarországi Egyetem. (*Ellenőrizve: 2017. 05. 02.*)

[http://w3.geo.info.hu/~ng/tamop\\_jegyzet/pdf/FOI3.pdf](http://w3.geo.info.hu/~ng/tamop_jegyzet/pdf/FOI3.pdf)

W2 – Meteorológiai műszerek és mérőrendszerek jegyzet, ELTE Online Tanaanyagok (*Letöltés: 2017. 05. 02.*)

[http://ttktamop.elte.hu/online-tananyagok/meteorologiai\\_muszerek\\_es\\_merorendszerek/ch09.html](http://ttktamop.elte.hu/online-tananyagok/meteorologiai_muszerek_es_merorendszerek/ch09.html)

W3 – Vaisala Ceilometer CL31 User's Guide (*Letöltés: 2017. 05. 02.*)

[http://www.met.reading.ac.uk/observatorymain/Vaisala\\_ceilometer\\_manual\\_\(Oct\\_2004\).pdf](http://www.met.reading.ac.uk/observatorymain/Vaisala_ceilometer_manual_(Oct_2004).pdf)

W4 – Radar Bright Band (*Letöltés: 2017. 05. 02.*)

[http://wx.db.erau.edu/faculty/mullerb/Wx365/Bright\\_band/bright\\_band.html](http://wx.db.erau.edu/faculty/mullerb/Wx365/Bright_band/bright_band.html)

W5 – Archiv METAR adatbázis (*Letöltés: 2017. 05. 02.*)

[https://mesonet.agron.iastate.edu/request/download.phtml?network=HU\\_\\_ASOS](https://mesonet.agron.iastate.edu/request/download.phtml?network=HU__ASOS)

W6 – Mindenki számára szabadon elérhető, rádiószondás felszállásból származó adatok (*Letöltés: 2017. 05. 02.*)

<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>

W7 – OMSZ napijelentés kiadványai (*Letöltés: 2017. 05. 02.*)

[http://met.hu/idojaras/aktualis\\_idojaras/napijelentes/](http://met.hu/idojaras/aktualis_idojaras/napijelentes/)