

Eötvös Loránd Tudományegyetem
Földrajz- és Földtudományi Intézet
Meteorológiai Tanszék

A 2013-as szegedi PHR mérési expedíció adatfeldolgozása

Szakedolgozat



Készítette: Dálya Zsuzsanna
Földtudomány BSc, meteorológus szakirány

Témavezető: Dr. Weidinger Tamás
ELTE, Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2015.

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés	3
2. A Planetáris határréteg (PHR) szerkezete, napi menete	4
3. PHR magasság meghatározási módszerek	10
4. PABLS-13, határréteg mérési expedíció Szegeden	13
4.1. Mérési célok, műszerezettség	13
4.2. Adatbázis-építés	15
5. A határréteg mérések eszközszerkezete	17
5.1. Az OMSZ szegedi Magaslégköri Observatóriuma	18
5.2. Radiométer	20
5.3. Windprofiler	26
5.4. Profil-összehasonlítások	29
6. Az alsó troposzféra szerkezete és napi menete (2013. november 29.– esettanulmány, Szeged)	33
6.1. Időjárási helyzet	33
6.2. Hőmérsékleti és nedvességi karakterisztikák	36
6.3. Szélmező	40
6.4. A határréteg vastagság	42
7. Összefoglalás	45
8. Köszönetnyilvánítás	45
Irodalomjegyzék	46

1. Bevezetés

A Planetáris határréteg (PHR) a légkör alsó 0,1–2 km-es rétege, ahol a felszín, mint mechanikus és termikus kényszer, hatása érvényesül. Ez az emberi tevékenység szintere, itt vannak a szennyező-források. E réteg ismeretének fontosságát (profilok, turbulens folyamatok, szélnyírás, stb.) nem kell külön hangsúlyozni az alkalmazott meteorológiában, gondoljunk csak a repülésmeteorológiára, vagy a levegőkörnyezeti vizsgálatokra.

A meteorológia mérőtudomány. A hazai meteorológiai gyakorlatban is rendelkezésre állnak azok az eszközök (rádiószonda, windprofiler, sodar, radiométer), amelyek alkalmasak a határréteg szerkezetének meghatározására, változásainak követésére.

A határréteg jobb megismerése, a rendelkezésre álló mérési technikák együttes alkalmazása volt az egyik célja a Szegeden szervezett nemzetközi határréteg mérési programnak (PABLS-13) 2013. november utolsó és december első dekádjában.

A szakdolgozatomban e mérési program adatfeldolgozásába kapcsolódtam be. Célom a windprofiler, a radiométer és a rádiószondás mérések adatainak együttes feldolgozása az intenzív mérési periódus egy napján (2013. november 29.), és ezáltal a PHR napi menetének megismerése.

A Planetáris határréteg szerkezetének bemutatása után a szegedi mérési expedícióval ismertetem meg az olvasót. Ezt követi az alkalmazott mérési eszközök ismertetése, majd a határréteg szerkezetének elemzése egy kiválasztott mérési napon. Nem volt célunk egy különleges időjárási helyzet bemutatása. Azt szeretnénk hangsúlyozni, hogy a határréteg szerkezetének leírása, napi menetének követése a meteorológiai gyakorlat része kell hogy legyen, ahogy az órás szinoptikus megfigyelések. Ehhez a fejlesztési munkához kívántam hozzájárulni a dolgozattal.

A mérési eredmények adatbázisba rendezése, az Excel makrók elkészítése, valamint az adatelemzés, a PHR napi szerkezetét bemutató ábrák konstruálása tartozott a feladataim közé.

2. A Planetáris határréteg (PHR) szerkezete, napi menete

A planetáris határréteg a troposzféra alsó része, ahol a felszín által meghatározott kényszerek (mechanikus és termikus) hatnak jellemzően órás időskálán. (*A planetáris szó itt arra utal, hogy minden légkörrel rendelkező bolygón az alsó légkör szerkezete hasonló kell, hogy legyen, ugyanazok a fizikai törvények kormányozzák.*) A PHR kialakulásában és fejlődésében a kétféle mechanizmus által kialakított légköri turbulencia játszik szerepet.

→ Mechanikai turbulencia: a szélnyírás hatására alakul ki, fő oka a felszín érdessége miatti súrlódás. Baroklinitás is kialakítja, egyes mezoskálájú jelenségek, mint az alacsonyszintű jetek környezetében is megfigyelhető.

→ Termikus turbulencia: az erős besugárzás hatására a meleg felszín feletti labilis rétegződés miatt alakul ki. A konvekciót, a felhajtóerő kelti. Származhat a felszín felmelegedéséből (fűtéséből) vagy a felhős rétegek sugárzási hűtéséből (a hideg levegő süllyedése) miatt is felléphet.

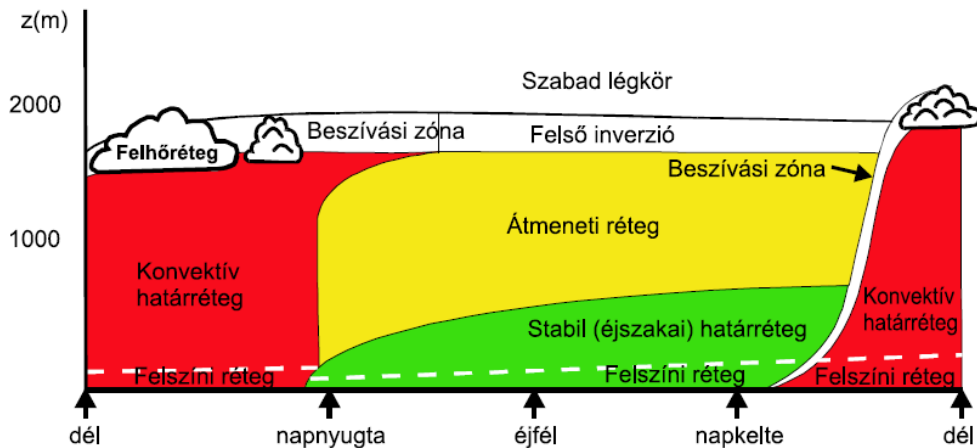
Éjszaka a mechanikai, nappal a mechanikai és a termikus turbulencia együtt alakítja a PHR szerkezetét. Tehát a PHR-t a nagy Reynolds-számok jellemzik (turbulens áramlás: $> 10^3$).

A termikus konvekció hatására keletkező turbulens örvények tulajdonságszállítása (impulzus, latens- és szenzibilis hő, szennyezőanyag transzport) lényegesen meghaladja a mechanikai okokból keletkező örvényekét. Mérettartományuk is nagyobb, a dimenzió nélküli frekvenciával ($f = \frac{z}{\tau u}$) megadva: $0,3 > f > 0,01$. Itt z a felszín feletti magasság, u az átlagsebesség, τ a karakterisztikus idő, amíg egy örvény áthalad a mérőhely felett.

A PHR vastagságának szélességi körtől függő, illetve évi és napi menete is van. Legnagyobb magasságokat száraz, szubtrópusi területek felett, nyáron ér el, legalacsonyabban a sarki területeken, a téli időszakban található. Az időjárási helyzet befolyása általánosan: anticiklonális helyzetben alacsonyabban van, mint ciklonális helyzetben, amikor a konvekció magasabbra képes szállítani a levegőt. Nem feledkezhetünk meg az anticiklonokat gyakran jellemző *zsugorodási inverzió* hatásáról sem. A határréteg meteorológia sokáig csak a sík és horizontálisan homogén felszín feletti áramokkal foglalkozott, de a felszín típusa, érdessége is módosító tényező. A

tengerek feletti nagy hőkapacitás és kis hőmérséklet-változás miatt nincs jellegzetes napi menete, míg például városi környezetben plusz alrétegek figyelhetők meg.

Szárazföldek felett, anticiklonális helyzetben jól meghatározott szerkezete van, vastagságának változása napszakok szerinti részekre bontással vizsgálható legjobban.



1. ábra: A PHR napi menete szárazföldek felett, *Stull (1988)*

Az elmúlt évtizedekben folyamatosan fejlődött a határréteg szerkezetéről alkotott elképzelésünk. *Sutton 1953*-ban a PHR-t két különálló tartományra osztotta. Az alsó, felszíni rétegben nagyjából állandó nyírófeszültség van, a szélprofil a felszíni súrlódás és a hőmérséklet vertikális gradiense által meghatározott. A fölette levő rétegben a szelet a Föld forgása is befolyásolja. Ez a szélfordulási, vagy Ekman-réteg. E föltt található a szabad légkör, ahol az áramlás közel geosztrofikus és a felszíni súrlódásnak nincs hatása. Itt a szélfordulás a termikus szélllel (hőmérsékleti advekció) kapcsolatos. Sutton meghatározása szerint a határréteg magasság ott van, ahol a szél először geosztrofikussá válik. A klasszikus Ekman-spirál szerint:

$$z_h = \pi \left(\frac{2K_m}{f} \right)^{1/2} \quad (1)$$

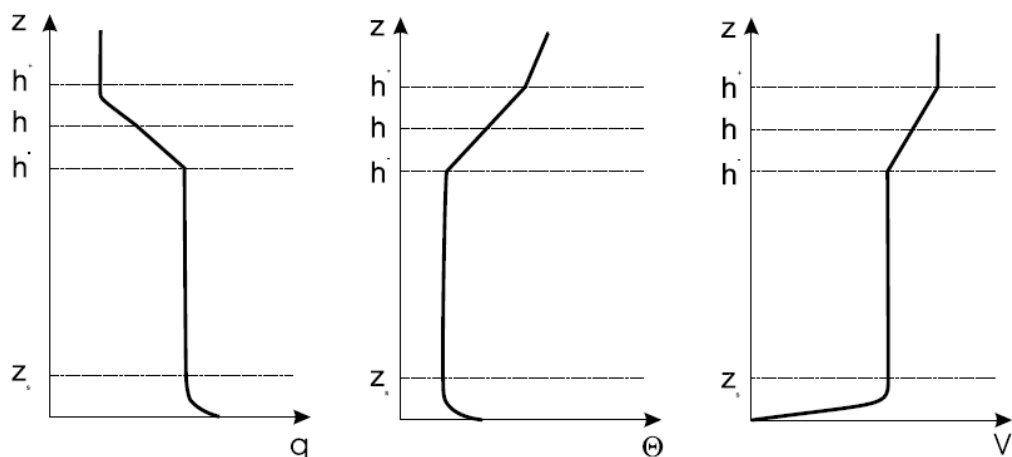
ahol K_m a momentum kicserélődési együttható, az f Coriolis-paraméter pedig a Föld forgását jellemzi.

A mai ismereteknek megfelelően a felszínközeli réteg (SL – surface layer angolul) felett nappal a szenzibilis hőáram (Q_H) pozitívvá válása után indul meg a konvektív határréteg fejlődése (CBL – convective boundary layer angolul), éjszaka stabil éjszakai határréteg (SBL – stable boundary layer angolul) hozzávetőlegesen 200-500 m

magasságig és felette az átmeneti (RL – residual layer angolul, vagy más szóval, maradék, tárolási) réteg van. Az Ekman-réteget, különösen a légszennyezés meteorológiában gyakran nevezik keveredési rétegnek is.

A felszínközeli réteg (belső határréteg, vagy Prandtl-réteg): a PHR alsó 5–10%-a. Az a réteg, ahol a turbulens fluxusok (hő, nedvesség, momentum) függőleges irányban legfeljebb 10% változékonyságot mutatnak (Stull, 1988). A turbulens kicserélődési folyamatokat a Monin-Obukhov-féle hasonlósági elmélet írja le. A keveredési réteg nappal 50–200 m-ig, míg éjszaka csupán 10–30 m-es magasságig terjed. Az intenzív felszíni sugárzás hatására szuperadiabatikus hőmérsékleti gradienssel jellemzett. A szélesebbség profil közel logaritmikus. Erős a vertikális szélnyírás. A specifikus nedvesség (q) és a potenciális hőmérsékleti (Θ) profil is hasonlóak. A bioszféra vizet párologtat a PHR-be (evapotranspiráció).

A konvektív határréteg nagyjából fél órával napfelkelte – amikor már pozitív a felszíni energiamérleg – után kezd el nőni a felszínről induló konvekció miatt. Nappal, maximális kiterjedésekor a teljes CBL labilis, pontosabban kvázi-indifferens rétegződésű. A legtöbb meteorológiai állapototározó alig változik a magassággal az intenzív vertikális keveredés miatt, különösen igaz ez a potenciális hőmérsékletre, de a specifikus nedvesség, a nyomanyag- és aeroszol koncentráció és a szélesebbség profil is alig változik a magassággal az Ekman rétegben (2. ábra). A szélirány fordul a magassággal.



2.ábra: A konvektív határrétegben az állapototározók (specifikus nedvesség (q), potenciális hőmérséklet (Θ), szélesebbség (V)) átlagos vertikális profiljai (Kovács, 2002)

A CBL felső rétege a beszívási zóna, vagy bekeveredési réteg, ami a szabad légkör és a CBL közötti keveredés színtere. Természetesen a CBL fejlődésének kezdeti szakaszában a maradvány réteg levegője kerül a növekvő konvektív határrétegbe. Nyári napokon, tiszta időjárási helyzetben a légbeszívási zóna felső határa akár 3000 m körül is lehet. A PHR tetején kialakuló stabil záró réteg, ha elég erős az inverzió, alapja lezárja a keveredést (Leventidou et al., 2013). Jelenléte miatt a szabad légkör szennyezőanyag koncentrációja alacsony.

A felhők többnyire a bekeveredési réteg határán (cumulusok) fordulnak elő, illetve kisebb magasságban is, ha az alacsony hőmérséklet lehetővé teszi a vízgőz kondenzációját (stratocumulusok kialakulása). A felhők kisugárzása miatt süllyedő levegő erősíti az átkeveredést. Két ellentétes folyamat zajlik a bekeveredési zónában:

- a legnagyobb energiájú termikek behatolása a szabad légkörbe, illetve
- a felhők fölötti száraz levegő bekeveredése föntről a keveredési rétegbe.

Ez biztosítja a levegő cserélődését a planetáris határréteg és a szabad troposzféra között. A bekeveredési réteg vertikális kiterjedése miatt két rétegvastagság (ennek az alja és teteje) is definiálható mint PHR magasság. Az eltérés hozzávetőlegesen 20%. A gyakorlatban, ezek középértékét veszik.

Erre a rétegre az állapotváltozók törése (hirtelen megváltozása) jellemző: hőmérsékleti inverzió, q értéke jelentősen csökken a szárazabb levegő bekeveredése miatt (ezért tetejének azonosítására gyakran használják a virtuális potenciális hőmérsékletet), csökken a felszíni eredetű aeroszol- és nyomgáz-koncentráció, (jelentős gradiens) és jó nyomjelző a nagy vertikális szélnyírás is (de nem minden esetben figyelhető meg).

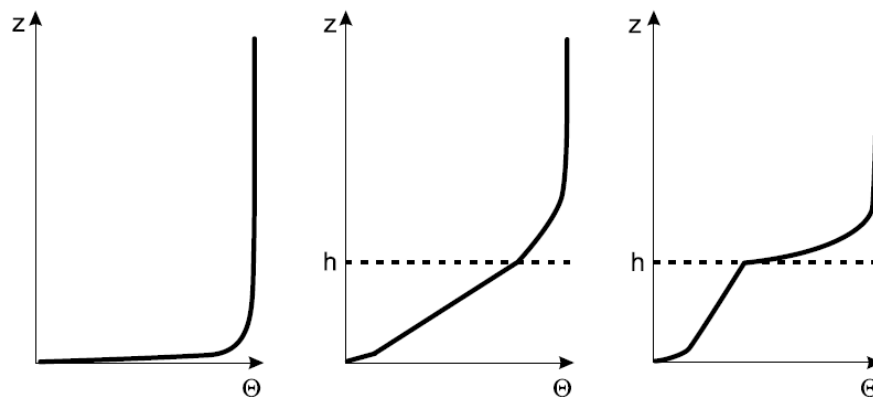
Éjszaka a stabil réteg vastagságát általában az inverzió magassága határozza meg, így a PHR magassága is ez.

Stabil éjszakai határréteg: napnyugta után a felszíni sugárzásegyenleg negatívvá válásával leáll a termikképződés, megszűnik a mechanikus turbulencia. Ez az állapot másnap reggelig tart. Csak a szél hatására jön létre kisebb mértékű átkeveredés. A stabil határréteg felett kialakul az átmeneti réteg, ami a nappali termikus és mechanikus turbulencia maradványát őrzi. Az átmeneti réteg alja stabilis réteggé alakul; a stabil határréteg folyamatos növekedése (az éjszaka folyamán) emeli az átmeneti réteg alsó határát.

A stabil éjszakai határréteg jellemzői, ahogy már korábban részlegesen említettük:
i) vastagsága párszáz méter, ii) gyenge felszíni szél, iii) csak gyenge, szórványos

turbulencia és szórványosan megjelenő örvények alakítják a szerkezetét (hatásuk már nem terjed ki az átmeneti rétegre). iv) A szennyezőanyagok horizontálisan gyorsan, vertikálisan lassan terjednek. A stabil határréteg tetején – ami a konvektív keveredési rétegével ellentétben kevésbé határozott – a szél felgyorsulhat, szuper-geosztrofikussá válhat. Alacsonyszintű éjszakai jet jöhet létre 10–20 m/s-os szélsébség értékekkel. Ez a turbulenciának kedvez, így a statikusan stabil légkör is átkeveredhet egy-egy rövid szellőkéssel.

Az alacsonyszintű jet kialakulásában szerepet játszó folyamatok: i) anticiklonális időjárási helyzet, ii) lejtős területek eltérő felmelegedése vagy iii) ciklon meleg-szektorában is kialakulhat, csaknem a frontokkal azonos gyakoriságú jelenség. Leginkább 300–600 m-es magasságban fordulnak elő (Héver, 2014).



3.ábra: A stabil határrétegbeli potenciális hőmérsékleti profilok gyenge, közepes és erős szélben (Kovács, 2002)

Átmeneti (maradék) réteg: Indifferenshez közeli állapotú. Konzerválja az állapothatározókat és a nyomanyag-koncentrációt; átlagértékeik alig változnak.

Nézzük a PHR magasságot (z_h)! A határréteg magasságok különbözőképpen határozhatóak meg nappal és éjszaka. Nappal $z_h = z_i$ annak az inverziós réteg alapjának a magassága, ami lefedi a konvektív határréteget. Éjjel $z_h = h$ a felszín-alapú mechanikus turbulencia-réteg teteje. Sokszor a felszíni inverzió tetejeként azonosítják a szélsébség maximum szintjének a meghatározásával, ami időnként az inverzió belől, időnként fölötte jelenik meg. (Kaimal és Finnigen, 1994) Megjegyezzük, hogy az éjszakai

szélmaximum kialakításában az alacsonyszintű jet is szerepet játszik, ami már a határréteg felett van.

A planetáris határrétegbeli állapotathatózók: a PHR a felszín és a magasabb rétegek között *kicseréli* a momentum, a szenzibilis és látens hőt, illetve a légköri összetevőket, s így a szennyezőanyagok szállításában is jelentős szerepe van. (*Seibert et al.*, 1997).

Szél a határrétegben: a PHR-ben a nyomási gradiens és a Coriolis-erő mellett a magassággal csökkenő súrlódási erő tart egyensúlyt. A keveredési réteg tetején levő közel állandó szélesebesség és szélirány helyett a felszínhez közeledve a nagytérségű geosztrófikus áramláshoz képest eltérő irányú, szubgeosztrófikus áramlást látunk; a szél átfúj az izobárokon.

Hazánkban a szélirány magasság szerinti változásának mértéke $\sim 3\text{--}4^\circ/100\text{ m}$ [1- met.hu (*Bíróné és Bottyán, 2014*)], de valójában a helyi és kis ideig tartó hatások – orográfia, hőmérsékleti advekción, alacsonyszintű jet – miatt lényeges eltérések is előfordulnak. A szélerősség napi menetére kora délutáni maximum és hajnali minimum jellemző.

Szennyezőanyagok a határrétegben. Elsősorban a turbulencia, a rétegződés labilis/stabilis volta, az inverzió jelenléte azok a határrétegbeli tulajdonságok, amik döntően befolyásolják a szennyezőanyagok eloszlást. Labilis rétegződés feletti záró inverzió esetén (éjjel, városi környezetben) a füst csak lefelé képes terjedni, míg ha az inverzió alapja kellőképp leereszkedik – a kibocsátó forrás alá kerül - csökken a szennyezőanyag talajközeli koncentrációja.

A határrétegben az állapotathatózók átlagos értékeinek napszak szerinti változása. Elsőként nézzük a hőmérséklet profil változását a nap folyamán: Már naplemente előtt kialakul a talajmenti kisugárzási inverzió, melynek vastagsága napfelkeltéig nő (a hosszuhullámú kisugárzás, így a felhőzet függvényében). Vastagsága kora este már 50–100 m. E réteg erősen stabilis, bármilyen légmozgás lefele irányuló hőszállítást eredményez. Napfelkelte után fejlődni kezd a keveredési réteg, fokozatosan megszűnik az inverzió.

Reggel a felszíni evapotranszpiráció beindulása miatt a páratartalom hirtelen megnő az alsóbb rétegekben. Kora délután a legerősebb az evapotranszpiráció, ám a magasabb rétegekből leszállítódó szárazabb levegő, illetve az intenzív turbulens kicserélődés miatt a vízgőz-koncentráció kissé csökken. (A keveredési réteg tetején viszont a nedvesség erősen csökken, mivel a szabad légkörből száraz levegő keveredik

be.) Késő délután ismét megnövekszik a páratartalom, ahogy hűlnek és stabilizálódnak az alsóbb légrétegek. (Unger és Sümeghy, 2002)

3. PHR magasság meghatározási módszerek

Az utóbbi időben megnőtt a határreteg vizsgálatok (mérés, modellezés, gyakorlati alkalmazások) jelentősége. Egyfelől a határretegbeli meteorológiai viszonyok rendszeres mérése nélkülözhetetlen a repülésmeteorológiában, másfelől a különböző, főképpen a levegőminőséget, városi levegőt elemző, illetve modellező feladatokhoz (pl. terjedési modellek, vagy újabban csatolt időjárási- terjedési modell-előrejelzések) szükség van a légköri turbulencia pontos leírására.

A PHR fontos paramétere a réteg magassága (PHR magasság, vagy keveredési rétegvastagság). A következőkben ennek meghatározásával foglalkozunk a nappali labilis és az éjszakai stabilis határretegben. A PHR vastagsága szoros kapcsolatban van a turbulens kinetikus energia profiljával. A turbulens kinetikus energiát leginkább meghatározó két jelenség a termikus turbulencia és a szélnyírás. A PHR vastagságot számító eljárások eltérhetnek abban, hogy melyiket veszik inkább figyelembe. A számos eljárás közül (például *André és Mahrt, 1982, Seibert et al. 1997*) azokat mutatjuk be részletesen, amelyek alkalmasak a szegedi mérések (rádiószonda, radiométer, windprofiler) adatainak feldolgozására, a PHR fejlődésének (in situ) követésére.

Ha nem állnak rendelkezésre rendszeresen mért vertikális profilok, sem numerikus modelleredmények, akkor a felszíni mérésekre támaszkodva (turbulencia paraméterek, energiamérleg komponensek) a hasonlósági elméleten alapuló módszereket alkalmazzuk.

Az éjszakai határretegre (pontosabban a stabil és mechanikai turbulencia által dominált instabil határretegre) a PHR hasonlósági elmélete alapján, *Zilitinkevich (1972)* szerint a PHR vastagsága (h):

$$h = c \sqrt{\frac{Lu_*}{f}}, \quad (2)$$

ahol u_* : a dinamikus sebesség, L : a Monin–Obukhov-hossz és f : a Coriolis-paraméter. Konvektív esetben egy kezdeti hőmérséklet-profilra (pl. rádiószondás mérés), a felszíni

impulzus ($\tau = \rho u_*^2$) és a szenzibilis hőáramra ($Q_H = -\rho c_p u_* T_*$, ahol a szokásos jelölésekkel: ρ a levegő sűrűsége, c_p az állandó nyomáson vett fajhő, T_* a dinamikus sebesség) van szüksége az 1D határréteg vastagság-számító algoritmusnak, ami a hazai szabványmódszer alapja (Weidinger et al., 2008).

Térjünk vissza a mérési adatok feldolgozásához! A legtöbb PHR magasság számító módszer a réteg (vagy ún. bulk) modellt használ, mivel a PHR tetején, a szabad légkört elérve megszűnik a turbulencia: egy diszkontinuitási felület (pontosabban az adott tulajdonság jelentős változása) található. A tulajdonság-áramok ugrást szenvednek (Kovács, 2002), így a határréteg-magasság becsülhető a turbulens tulajdonságok vagy a vertikális profilok gradiense alapján.

Az egyik leggyakrabban használt módszer a Richardson-számot használja fel a határréteg magasság meghatározására. Eredetileg stabil légköri viszonyokra alkalmazták. A standard módszer szerint adott rétegbeli szél és hőmérsékleti adatokból számolják ki, vagy a réteg alját az első mérési szintnek tekintve a magasság növekedésében (rétegről rétegre haladva) vizsgálják, hogy mikor éri el a kritikus értéket (modelltől függően, 0,25–0,3) (Seibert et al., 1997).

A módszer egy másik változata, Vogelezang és Holtslag (1996) módszere a bulk Ri számot használja fel egy adott szint (vagy a felszíni réteg teteje) és a keveredési réteg teteje között. Instabil helyzetben a felszíni hőmérséklethez egy többlet hőmérsékletet adnak. Stabil helyzetben 0,33-nak, instabil helyzetben 0,22-nek szokás meghatározni a kritikus értéket. (lásd Seibert et al., 1997 publikációját is).

A mérésekből határréteg-magasságot számoló módszerek másik típusa a részecske módszer. Ennek a lényege, hogy a labilis rétegződés esetén létrejövő termikus turbulencia (vagy egyéb kényszerek) hatására emelkedő légréteg mozgását követi. A virtuális potenciális hőmérséklet állandóságával számol. Azt a szintet keresi ahol az emelkedő légréteg és a környezet virtuális potenciális hőmérséklete megegyezik (már nem hat felhajtóerő).

Ha a profil nem veszi fel a felszíni értéket sehol sem, egy továbbfejlesztett részecskemódszert alkalmaznak. Ebben a változatban a felszínközeli hőmérsékletéhez egy többlet hőmérséklet adódik, kiszámolásához már turbulencia (impulzus és szenzibilis hőáram) adatok is szükségesek.

Front átvonulásakor nem minden esetben lehet egyszerű részecskemódszerrel (vagy más néven Holzworth-módszerrel) meghatározni a PHR magasságát. Sokszor

erős az átkeveredés a szabad troposzférikus levegő és a PHR levegője között, az állapotjelzők rétegződése zavaros lehet. Csak magas nyomású, anticiklonális helyzetben jól definiált a PHR magassága (Wenhardt, 2009).

Sokszor egy, a száraz adiabatikusnál kisebb kritikus hőmérsékleti gradienssel emelik fel a felszínközeli levegőt és azt nézik, hogy ez hol metszi a mért virtuális hőmérsékleti profilt. A részecske módszer a konvektív nappali határréteg vizsgálatára használható. A számítások során elhanyagolják a szélnyírás szerepét.

A szélnyírás keltette mechanikai turbulencia dominálta helyzetben bonyolultabb a határréteg magasságának meghatározása, ilyenkor a bulk Richardson számot használják. A hőmérséklet és széladatok együttes vizsgálata több információt hordoz.

A specifikus-nedvesség profilból vagy például szennyezőanyag koncentráció profil alakjából is becsülhető a PHR magasságra.

Ha a részecske módszerek nem kellőképpen pontosak (mechanikai turbulencia esetén, advekción, front esetében, stb.) a hőmérséklet profil első inflexiós pontjaként határozzák meg a keveredési réteget. Valójában a PHR magassága (keveredési réteg vastagsága) a felhőalap magasságánál alacsonyabban van, vagy megegyezik azzal. (Weidinger *et al.*, 2008). Stabil helyzetben a szélesebbesség változása alapján, az éjszakai alacsonyszintű jet tengelyének keresésével is lehet határréteg magasságot becsülni.

A szegedi mérések feldolgozásakor a következő módszerekkel próbáltam meghatározni a PHR magasságát (h):

- A kritikus Richardson szám keresésével a rádiószondás mérésekből, illetve a radiométeres és a windprofileres mérések együtteséből. Utóbbinál két esetben: a windprofiler magas és alacsony üzemmódja esetén.
- A talajközeli hőmérsékleti inverzió tetejével, vagyis az első olyan szint keresésével, ameddig a hőmérséklet nő a magassággal – stabilis PHR esetén.
- A hőmérsékleti inverzió tetejének (a hőmérsékleti gradiens inflexiós pontjával: $-\frac{\partial T}{\partial z} = 0$) és a szélesebbesség minimumának együttes keresésével stabil légköri helyzetben; $h = \min(h_T, h_u)$ (Weidinger *et al.*, 2008). A módszer használatának indoka, hogy éjszaka a legalsó inverziós réteg tetejének magasságában van a határréteg magassága. Ám gyenge inverzió esetén az inverzió tetejének meghatározásában 25%-os hiba is okozhat (pl. Hanna *et al.*, 1985).

- A virtuális potenciális hőmérséklet gradiensek kritikus értékét vizsgálva a radiométeres mérésekből: stabil körülmények között $< 3,5 \text{ K km}^{-1}$, labilis esetben $> 3,5 \text{ K km}^{-1}$ -nél van a PHR teteje. A kritikus érték alatt az áramlás turbulens, felette nem turbulens. *André és Mahrt (1981)* írták le, hogy stabil esetben a felszínnel határos PHR-ben a virtuális potenciális hőmérséklet gradiense meghaladja a fenti értéket.
- A relatív nedvesség gradiensek minimumát keresve

4. PABLS-13, határréteg mérési expedíció Szegeden

(Pannonian Atmospheric Boundary Layer Experiment, Szeged, 2013)

A mérési expedíció 2013. november 20. és december 11 között folyt a szegedi repülőtéren, és az OMSZ szegedi állomásán számos résztvevővel, nemzetközi együttműködés keretében: OMSZ, ELTE Meteorológiai Tanszék, BME Vízépítési és Vízgazdálkodási Tanszék, BME Általános és Felsőgeodéziai Tanszék, NKE Katonai Repülői Tanszéke, DE Meteorológiai Tanszék, SZTE, Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszék, MTA-SZTE Fotoakusztikus Kutatócsoport, BHE Bonn Hungary Elektronikai Kft., Palma de Mallorca-i Egyetem Fizikai Intézet és University of Applied Sciences, Ostwestfalen-Lippe, Németország. Az intenzív mérési időszak november 26. és 30. között folyt.

4.1. Mérés céljai, műszerezettség

A program célkitűzései között szerepel i) a hazai határréteg mérési kapacitás integrált alkalmazásának bemutatása, ii) a felszíni energiamérleg komponensek és iii) a PHR szerkezetének jobb megismerésére, iv) a különböző mérési technikák összehasonlító elemzése, v) új mérési módszerek tesztelése. A kutatási témák között szerepelt még a stabilis (éjszakai) határréteg kialakulása és fejlődése a felszínközeli profilok (alsó néhány 100 m) mérése különböző felhőzeti viszonyok mellett, továbbá a hajnali és a napkelte utáni stabil felszínközeli réteg tanulmányozása.

A célok között szerepel új eszközök tesztelése, a különböző műszerek és mérési módszerek összehasonlító vizsgálata. Ide tartozik többek között: i) az NKE-ELTE-BME

együttműködésben fejlesztett UAV mérőrendszer tesztelése, ii) a határreteg mérési technikák összehasonlítása (rádiószonda, kötött ballon, windprofiler, radiométer, UAV, kvadrokopter).

Voltak olyan újszerű kísérleti mérések is, mint i) a szél „susogásának” (a turbulencia intenzitásának) mérése nagyérzékenységű infrahang mikrofonokkal, ii) talajnedvesség mérési lehetősége UAV-ra (UAV – Unmanned Aerial Vehicle, pilótánélküli repülőgép) telepített GNSS (Global Navigation Satellite System, Globális Műholdas Helymeghatározó Rendszer) szenzorral, iii) a kihullható víztartalom profil mérése rögzített GNSS állomás adatai alapján, v) fotoakusztikus nedvességfluktuáció mérő szenzor tesztelése, vi) légköri turbulencia detektálása az UAV pozíciójának, illetve a BME-n fejlesztett ötlyukú nyomásmérő szenzor felhasználásával (*Istenes et al., 2013; Tátrai et al., 2014; Weidinger et al., 2014; Wrenger et al., 2014; Simó et al., 2015*).

A PHR méréseket alkalmazták az ELTE Meteorológiai Tanszéken futtatott WRF modell parametrizációs rendszerének optimalizálására, a modelleredmények tesztelésére is (*Bottyán et al., 2015*).



4. Ábra: PABLS-13, mérési helyszínek (*Tátrai et al., 2014*)

1 - mikrometeorológiai állomás; 2 - felszíni mérések, kötött ballon, kvadrokopter; 3 - OMSZ obszervatórium, SODAR, Windprofiler, radiométer, sugárzásegyenleg mérése, GNSS; 4 - UAV

indítások

A mérési helyeket a 4. ábrán mutatjuk. A felszín energiaháztartás méréseit a BME-ELTE mikrometeorológiai állomás végezte. A turbulens áramokat (momentum, szenzibilis és latens hő, CO₂) örvénykovariációs módszerrel mérték (CSAT3A 3D szonikus anemométer és EC150 infravörös gázanalizátor CO₂/H₂O, mindkettő a Campbell cégtől), rögzítették a szélesebbesség, hőmérséklet, nedvesség gradiens értékeit (Vaisala HM45 hőmérséklet/relatív nedvesség szenzorral és kétdimenziós szonikus anemométerrel 2D WindSonic), a sugárzási mérleg komponenseket (Kipp & Zonen CNR1 négy egybeépített szenzorból álló sugárzásegyenleg mérő), továbbá meghatározták a talaj energiaháztartását (talajhőmérséklet, talajnedvesség, talajhőáram mérések). A mikrometeorológiai állomás adatait összevetették a Szegedi szinoptikus állomás adataival és a SZTE Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszék sugárzási mérleg méréseivel (mobil mikrometeorológiai állomás az OMSZ obszervatóriumában), valamint Palma de Mallorca-i kollégák mikrometeorológiai méréseivel.

Szakdolgozatomban a rádiószondás, windprofiler és a radiométer adatok együttes elemzését tűztük ki célul. Ehhez az első lépés az adatbázis-építés volt.

4.2. Adatbázis-építés

A szegedi meteorológiai főállomás (12982) méréseiből származó adatbázis excel file-okból áll és öt részre tagolódik:

- *Órás meteorológiai mérések* – összehasonlítva és közös adatbázisba rendezve a Szegedi Repülőtéren végzett mikrometeorológiai mérésekkel.
- A szegedi repülőtérre vonatkozó *METAR táviratok* adatbázisa.
- *Rádiószondás mérések*. A 00 UTC-s mérésekből, politróp légkör feltételezésével a hőmérsékleti és szél-markánszintek ismeretében az alsó 50 m-es rétegben, 10 m-enként, majd 5 km-es magasságig 50 m-es magassági lépcsőnként a szélirány, hőmérséklet, specifikus nedvesség, virtuális hőmérséklet, potenciális hőmérséklet és a virtuális potenciális hőmérséklet meghatározása lineáris interpolációval. A szélesebbesség magasságszerinti változása hatványkitevős profillal az alsó 50 m-es rétegben, majd lineáris interpolációval.
- *Windprofiler adatok* feldolgozása 15 perces időlépcsőben. Először az egyes mérések adatait tartalmazó file-okat időrendben egymás alá helyeztem egy-egy fájlba, amit linux operációs rendszerben futó kisebb awk parancsokkal illetve bash shell script-

tel oldottam meg. Ezután az alap adatokat (szélirány, horizontális és vertikális sebesség komponensek) tartalmazó excel táblázatot készítettem, majd makrók segítségével elvégeztem a hiányzó adatok legfeljebb két egymást követő magassági szint, illetve két hiányzó időköz interpolációját. A változó magassági szintekben megadott mérési adatokat (100 m-es és 200 m-es magassági lépcsők) a széliránynál (tudva, hogy körkörös változó) és a vertikális sebességnél lineáris interpolációt végeztem, hogy 50 m-enkénti adatsort kapjak. A 10 m-es szélesebesség és szélirány értékeket a SYNOP adattáblázatból vettem. A szélesebesség adatokat az alsó 200 m-en hatványkitevős képlet alapján interpoláltam

$$u(z) = u(z_1) \left(\frac{z}{z_1} \right)^p \quad (3)$$

más esetekben lineáris interpolációt alkalmaztam.

- *Radiométer adatok* 5 percenként álltak rendelkezésre gyakorlatilag adathiány nélkül, egységes szerkezetben a troposzféra egészére különböző magassági lépcsőkben (50, 100 és 150 m-enként). Először itt is az egyes mérések adatait tartalmazó file-okat időrendben egymás alá helyeztem egy-egy fájlba. Ezután az alapadatokat (hőmérséklet, relatív nedvesség, vízgőz sűrűség, víztartalom) tartalmazó excel táblázatot készítettem el, majd lineáris interpolációval 50 m-es lépésenként előállítottam az adatokat.

Az adatbázis-építés következő szakasza a leszámaztatott mennyiségek előállítása volt. Ezekre makro-kat készítettem. A leszámaztatott mennyiségek között volt a relatív nedvesség, a specifikus nedvesség, a virtuális, a potenciális, a virtuális potenciális hőmérséklet, ezek gradiense az egyes rétegekben, de kiszámítottam a szélesebesség és a szélirány nyírását, és meghatároztam a Richardson-számot is. Készítettem olyan makrókat is, amelyek egy-egy kritikus érték helyét határozzák meg, pl. maximális szélesebesség, PHR vastagság részecske módszerrel és a kritikus gradiens Richardson-szám (0,25, illetve 0,3) alapján.

Szakedolgozatomban a 2012. november 29. napra vonatkozó eredményeket mutatom be, előtte azonban ismerkedjünk meg a határreteg korszerű mérési eszközeivel, majd a szegedi obszervatórium légköri szondázó berendezéseivel (rádiószonda, radiométer, windprofiler). E témakörökkel foglalkozik az 5. fejezet.

5. A PHR mérések eszközszerkezete

A PHR mérő berendezések lehetnek *in situ* elven működők, mint

i) egy mikrometeorológiai mérőállomás,

ii) mérőtornyok (pl. szél- hőmérséklet, nedvesség és nyomanyag profilok, különböző szinteken végzett fluxusmérések),

iii) kötött léggömbök (aerosztátok), ahol a műszereket a ballonhoz erősítik, vagy a tartó kábelekre rögzítve különböző magasságokban végeznek méréseket. A Palma de Mallorcai egyetemről érkezett kötött ballon kb. 1 kg terhet tudott felemelni; az alsó néhány 100 m-es réteg nyomás, hőmérséklet és nedvességviszonyait regisztrálta nagy pontossággal. Méréseit összehasonlították a Vaisala rádiószondával, amikor az szintén a ballonhoz volt erősítve (a kutatási üzemmód tesztelése). Az egyezés kiváló volt.

iv) Határréteg-szondák (hagyományos szondához képest nagyobb érzékenységgel ellátott, kisebb emelkedési sebességű (150–200 méter percenként) ballonok. A méréseket általában 30 másodpercenként végzik.

v) Az *in situ* csoportba tartoznak a pilótánélküli repülőeszközök is, mint az UAV, vagy a kvadrokopter. A szegedi mérési programban alkalmazott UAV a BHE Bonn Hungary Elektronikai Kft. Fejlesztése, amelyre különböző meteorológiai műszerek kerültek. 3,7 m szárnytávolságú, 1,7 m hosszú, maximum 1,5 órás repülésre képes, robotpilóta üzemmóddal beprogramozható földrajzi koordináták között egyenes pályán repül. Maximális repülési magassága 4 km feletti, hatótávolsága 30 km feletti. A szél méréséhez legalább két, egymással szöget bezáró pályán kell repülni, ezért a mérések során négyzet alakú pályát állítottak be. Az UAV-n levő műszerek: Vaisala HMP45 hőmérséklet és nedvesség szenzor (lassú), gyors reagálású termoelem hőmérsékletmérő szenzor, relatív nedvesség szenzor, 5HP dinamikus nyomásérzékelő, statikus nyomás és Pitot-Prandtl-cső, IMU, GPS. A Németországból (University of Applied Sciences, Ostwestfalen-Lippe) érkezett kvadrokopter az alsó 100 m-es réteget szondázta. Műszerei között szerepelt a hőmérséklet, nedvesség és a felszíni infra-hőmérsékletet mérő egység.

A másik csoportba az *aktív és passzív távérzékelési eszközök* tartoznak. Passzív távérzékelés során a detektálást végző műszer nem bocsát ki jeleket, csak érzékeli a valamilyen forrásból származó sugárzást. Röviden tekintsük át ezeket a műszereket is!

Ide tartoznak a SODAR berendezések, amik hanghullámot bocsátanak ki vagy a

LIDAR -ok, amelyek meghatározott hullámhosszú elektromágneses sugárzást bocsátanak ki. Itt szerepelnek a GNSS helymeghatározó rendszer vevőberendezései, amelyek hálózatszerű méréseivel a kihullható víztartalom vertikális profiljai is meghatározhatók és ezek ismeretében becsülhető a PHR magassága is, de a felhődetektoroknak is van olyan alkalmazása, amellyel a turbulencia intenzitására következtethetünk (*Eresmaa et al., 2006*).

A szegedi mérési programban a Debreceni Egyetem METEK PCS-2000-24 doppler SODAR-ja működött az OMSZ állomásán. A műszer hanghullámokat kibocsátva gyűjti be a légköri sűrűség-ingadozásokról visszavert, megváltozott frekvenciájú jeleket. A szélprofil tulajdonságainak részletes elemzésére használható. A 2013-as mérések során használt SODAR 4 különböző frekvencián (24 hangszóróból) bocsát ki jeleket, 10 perces átlagolási idővel dolgozik, vertikális felbontása 10 m. Az első mérési szint 30 m. Néhány 100 m-es magasságig lehet vele megbízható megfigyeléseket végezni. A méréseket befolyásolhatják az időjárási jelenségek (szél, eső), a légközlekedés, vagy a közelben levő nagy visszaverő felületek (épületek), de a madarak, madárrajok is. Méri a reflektivitást (magas értéke kimutatja a megemelt inverziót), a 3D-s szélességet és a szélirányt.

A műholdas távérzékelési rendszerek határretegbeli alkalmazásáról, pl. keveredési rétegvastagság meghatározása, külön nem foglalkozunk. A dolgozatban szereplő windprofiler-ekről és radiométerekről (az egyik aktív, a másik passzív távérzékelési eszköz) a későbbiekben még írok.

A következőkben ismerkedjünk meg röviden a szegedi meteorológiai obszervatórium műszerezettségével!

5.1. Az OMSZ szegedi Magaslégköri Obszervatóriuma

Az obszervatórium mint szinoptikus állomás (észlelővel ellátott, folyamatos órás mérések) és regionális meteorológiai központ is működik.

A magaslégköri mérések bemutatását a *rádiószondázással* kezdjük. 2013-ban még napi egyszeri (00 UTC), jelenleg napi kétszeri (00 és 12 UTC) méréseket végeznek Vaisala RS92-SGP típusú rádiószondával. A hidrogénnel töltött léggömbhöz rögzített műszer 25-35 km-es magasságig mér. A rádióadóval és GPS-szel ellátott szonda a következő állapothatározókat méri: légnyomás, hőmérséklet, relatív nedvesség,

szélségek komponensek, szélirány. Ez alapján - igaz hogy napjában csak kétszer - képet alkothatunk a légköri stabilitási viszonyokról, a felhőzetről, és a PHR magasságáról. A szondázás, mint mérési módszer hátránya, hogy nem állnak rendelkezésre tetszőleges időpontban a mérések. Problémát jelent az is, hogy emelkedés közben erős szél hatására horizontálisan is elsodródhatnak.

A következő berendezés, amivel részletesebben foglalkozunk a *Radiometrics MP-3000A radiométer*. Folytonos, nagy magasságig pontos hőmérséklet, relatív nedvesség, vízgőztartalom és a cseppfolyós víztartalom profilokat mér, így alkalmas a határreteg magasság meghatározására is. Szegeden az óras szinoptikus méréseknél a felhőalap-magasság meghatározására is használják. Hazánkban egyedülként itt mérnek ilyen berendezéssel. Az új mérési technika lehetőséget ad nemzetközi mérőhálózatokba történő bekapcsolódásra is. A PHR-kutatás az egyik perspektivikus iránya a meteorológiának. (A radiométer mérési elvéről az 5.2. fejezetben olvashatunk.)



5.ábra: A szegedi radiométer (*Hoch (2012)* felvétele)

Az obszervatórium korszerű – hazánkban egyedül itt található - berendezése a Vaisala LAP-3000 típusú windprofiler RASS-sal (rádió-akusztikus szondázó rendszerrel). Negyedóránként végez méréseket. A mintavételezés „alacsony” és „magas” módját váltogatja minden mérésnél. Alacsony módban 1,5 km-ig, magas módban kb. 3 km magasságig készíti el a szélprofilokat hozzávetőlegesen 200 m-es felbontással. A mérés elvéről az 5.3. fejezetben olvashatunk.

A fenti módszerek közül – ahogy korábban már említettem – a radiométer, windprofiler és a rádiószonda méréseit használtam fel a szakdolgozatomban.

5.2. Radiométer

Radiometrics MP-3000A típusú mikrohullámú radiométerrel végzett mérések hőmérséklet, relatív nedvesség, vízgőztartalom és felhő víztartalom ötpercenkénti vertikális profiljait dolgoztam fel.

A földfelszínen elhelyezett műszer a légköri vízgőz, nedvességtartalom és a molekuláris oxigén emissziós vonalai által kiemelt, összesen 12 mikrohullámú csatormán mér (K-sáv [22,235 GHz (vígőz) – 30 GHz (folyékony H₂O)], V-sáv (oxigén) [51,25 - 58,8 GHz] illetve egy infravörös [2,6 - 31,2 THz] tartomány). A műszer az adott összetevő mennyiségével arányos sugárzásintenzitást mér és a Planck-függvény invertálásából fényességi hőmérsékletet számol. Ezt felhasználva visszakereshetők a különböző fizikai paraméterek, például a valódi hőmérsékleti értékek. Ezekhez a számításokhoz a műszer méri a talajszinti hőmérsékletet, légnomást és a relatív nedvességet is.

Mérési elv, fizikai háttér. A radiométer passzív távérzékelési eszköz, a vizsgált területen a légköri kibocsátott sugárzást érzékeli (megjegyezzük, hogy a műszer tetszőleges irányba, nem csak a most használt függőleges irányba nézhet). A légkörbe érkező napsugárzás erősségét és hullámhossz szerinti eloszlását módosító két fő folyamat az abszorpció (elnyelés) és a szórás (diszperzió), ezek felelősek az extinkcióért (gyengülésért). A sugárzás mennyiségi jellemzésére használt radiancia az egységnyi felület által egységnyi térszögben kibocsátott vagy kapott sugárzásfluxus:

$$I = \frac{dQ}{dt dA d\lambda d\Omega} \cdot [\text{Wm}^{-2} \text{sr}^{-1}] \quad (4)$$

Radiométerrel végzett mérések során a Planck-törvény - adott hőmérsékletű abszolút fekete test (AFT) radianciájának spektrumát (az adott frekvencián történő sugárzás energiatartalmát) határozzuk meg:

$$B\nu(T) = \frac{2h\nu^3}{c^2 \left(e^{\frac{h\nu}{kT}} - 1 \right)}, \quad (5)$$

ahol h : Planck-állandó, k : Boltzmann-állandó, c : vákuumbeli fénysebesség, T : hőmérséklet K-ben. A számításokban a Rayleigh–Jeans-közelítést alkalmazzák: ha $h \cdot \nu \ll k \cdot T$ azaz alacsony frekvencia és magas hőmérséklet esetén:

$$B\nu(T) = \frac{2kT}{\lambda^2} [\text{W m}^{-2} \text{Hz}^{-1} \text{sr}^{-1}]. \quad (6)$$

A feldolgozó program a sugárzásátviteli egyenlet (RTE – radiation transfer equation) különböző alakjainak felhasználásával számol. Ebben szerepel az optikai úthossz: az a geometriai távolság, ami után átlagosan egyszer szóródik a foton. $T = s/l$ (geometriai úthossz/szabad úthossz):

$$\tau = e^{-\int_a^b \frac{k \cdot \rho}{\cos\theta} dz}, \quad (7)$$

illetve

$$d\tau = e \cdot ds = k \cdot \rho \cdot ds. \quad (8)$$

Itt e : a közeg térfogategységre vonatkozó extinkciós együtthatója [m^2m^{-3}], ds : geometriai (megtett) úthossz, k : hatáskeresztmetszet (a kölcsönhatás valószínűségegre vonatkozik), ρ : a közeg sűrűsége, θ : zenitszög.

A sugárzásátvitel exponenciális egyenlete a Beer-Bouguer-Lambert-törvény. Leírja a légköri sugárzásgyengülést, ha nincs többszörös szórás és a gyengítés csak az abszorpció hatása. Megadja a transzmittanciát, az áthaladó és bemenő fényintenzitás arányát:

$$I_{\lambda 1}/I_{\lambda 2} = \exp(-\tau_2 - \tau_1). \quad (9)$$

Ez a sugárzásátviteli egyenlet alakja sugárzásforrás nélküli közegben. Ebből a sugárzásátviteli egyenlet általános alakja ($J \neq 0$ J : sugárzási forrásfüggvény): $dI_\lambda/d\tau = J_\lambda - I_\lambda$, azaz ds vastagságú rétegen áthaladó sugárzás teljes intenzitásváltozása, azaz abszorpció miatti gyengülés + emisszió miatti erősödés:

$$dI_\lambda = -I_\lambda \kappa_\lambda \rho ds + J_\lambda \kappa_\lambda \rho ds. \quad (10)$$

Változó sugárzási forrásfüggvény esetén:

$$I_{\lambda}(\tau) = I_{\lambda}(\tau_0) \cdot \exp(-(\tau - \tau_0)) + \int_{\tau_0}^{\tau} J_{\lambda}(\tau') \cdot \exp(-(\tau - \tau')) d\tau' \quad (11)$$

A belépő radiancia transzmissziója a Beer–Bouguer–Lambert-törvény által meghatározott tag és a közegben létrejövő sugárzás exponenciálisan csökkenő tag összege.

A Schwarzschild-egyenlet szerint az abszolút fekete test által emittált sugárzás esetén (radiométeres méréseknél): $J_{\lambda} = B_{\lambda}$. A szórást továbbra is elhanyagolva, lokális termodinamikai egyensúly feltételezésével:

$$I_{\lambda}(s_1) = I_{\lambda}(0) \cdot \exp(-\tau_{\lambda}(s_1, 0)) + \int_0^{s_1} B_{\lambda}(T(s)) \cdot \exp(-\tau_{\lambda}(s_1, s)) k_{\lambda} \cdot \rho \cdot ds \quad (12)$$

A súlyfüggvény, ami a transzmittancia magasságszerinti deriváltja (pl. *Gelybó, 2006*):

$$\frac{d\tau_{\nu}(z_0)}{dz} = K_{\nu}(z) \quad (13)$$

az adott frekvencián vizsgálható (sugárzó) részecskék emissziójának magasság szerinti eloszlását adja meg.

A légkörben fellépő, sugárzást befolyásoló hatások vizsgálatokor különböző egyszerűsítő feltételezéseket tesznek. Bizonyos számításokhoz egy ideális, tiszta Rayleigh-szórással közelíthető atmoszférát feltételeznek. Vagyis csak a hullámhossz kb. 1/10-énél kisebb összetevők vannak benne, a por légköri jelenlétét nem veszi figyelembe a modell, csak molekuláris szórással számol.

Általános esetben (mint például a látható tartományban) az extinkció az abszorpció és a diszperzió összegeként adódik. Ezzel szemben a radiométer vizsgálati tartományában nemszóró közeg feltételezéssel élhetünk, mivel a szórt fény intenzitása Rayleigh szerint felírható $I \sim I_0/\lambda^4$ alakban. Itt a szórás csak kis hullámhosszak esetén

jelentős. A légköri összetevők tehát az infravörös (IR – infra red) és a mikrohullámú tartományban elnyelik a sugárzást, majd kibocsátják a Kirchhoff-törvény szerint.

Nézzük ezek után a radiométerrel mért sugárzás spektroszkópai jellemzőit! A molekulák által létrehozott, nem folytonos színek sávok szerkezetű, a színekvonalaknak kiterjedésük van. A hullámhosszfüggő természetes vonalszélességen kívül az ún. nyomási vonalkiszélesedés is jelentős. Nagyobb nyomású gáz vonalai szélesebbek a molekulák gyakoribb ütközése miatt. A földfelszíni mikrohullámú radiancia az emissziót a kiszélesedett színekvonalak széle mentén méri, például az oxigén abszorpció központjától távolodva a légkör optikailag egyre áttetszőbb, így a műszertől távolabbi régiókból érkező sugárzás mérhető.

A spektroszkópai mérésekből nyomás értékek számolhatók az ismert, 3 MHz/hPa értékű nyomás miatti kiszélesedési koefficiensből. A radiométer egy fekete test sugárzásával helyettesíti a valódi, szürke test sugárzását.

Nézzük meg a fényességi hőmérséklet (ekvivalens feketetest hőmérséklet, T_b) definícióját! Az a hőmérséklet [K], mellyel egy fekete testnek rendelkeznie kell ahhoz, hogy a megfigyelt intenzitású (egy szürke test /pl. vízgőzzel telt légréteg/ által emittált) sugárzást adott hullámhosszon kibocsássa (annak a fekete testnek a hőmérséklete, ami ugyanúgy sugárzik, mint az észlelt objektum). A Planck-függvény invertálásával számolható:

$$T = \frac{c_2}{\lambda \ln\left(1 + \frac{c_1}{\lambda^5 B_\lambda}\right)}, \quad (14)$$

ahol $c_1 = 3,74 \cdot 10^8 \text{ Wm}^{-2} \mu\text{m}^4$, $c_2 = 1,44 \cdot 10^4 \mu\text{m K}$ állandók, B_λ a fekete test adott hullámhosszú sugárzására vonatkozó Planck-függvény. Az emisszivitás és a sugárzó elem abszolút hőmérsékletének szorzataként:

$$T(\theta, \varphi) = \varepsilon(\theta, \varphi) \cdot T. \quad (15)$$

A légköri ablakokban mért sugárzásból származtatott fényességi hőmérséklet megegyezik a sugárzó objektumok hőmérsékletével.

A sugárzásátviteli egyenlet alakja felfelé néző radiométer esetén ($\theta = 0^\circ$), légköri sztatikát feltételezve ($dp = -\rho g z$), Rayleigh-Jeans-közelítés mellett (*Westwater et al., 2005*):

$$B_\nu(T_b) = B_\nu(T_c) \cdot \exp(-\tau_\nu) + \int_0^\infty B_\nu(T(s)) \cdot \alpha_\nu(s) \cdot \exp\left(-\int_0^s \alpha_\nu(s') ds'\right) ds \quad (16)$$

ahol: $B_\nu(T_c)$: a kozmikus háttér fényességi hőmérséklet Planck-függvénye ($T_c \sim 2,7 K$),
 τ : a teljes optikai mélység az úton (opacitás)

$$\tau_\nu = \int_0^\infty \alpha_\nu(s') ds' \left(\tau = e^{-\int_a^b \frac{k \cdot \rho}{\cos \theta} dz} = e^{-\sec \theta \int_0^\infty k \cdot c \cdot \rho \cdot dz} \right), \quad (17)$$

$\alpha_\nu(s)$: abszorpciós koefficiens [dB/km] ($T(s)$, $p(s)$, $\rho_\nu(s)$, $\rho_L(s)$ függvénye), k : az abszorpciós együttható vertikális profilja, c : az abszorbeáló gáz keverési arányának vertikális profilja, ρ : a sűrűség vertikális profilja).

A légköri állapotváltozók értékének meghatározása adott szinten egy *inverz feladat megoldása* (egyenlet invertálása). A sugárzásátviteli egyenlet felhasználásával a radiometrikus ekvivalens feketetest hőmérséklet (T_b) mérésekből keressük a légkör állapotát jellemző paraméterek vertikális profilját. Mivel csak meghatározott számú csatornával rendelkezünk, a megoldás alulkorlátozott ($T(z)$ a magasság folytonos függvénye, így végtelen mérés kellene), a lehetséges profilok közül a legésszerűbbnek tűnőt kell kiválasztani.

Nézzük a megoldást! Forward probléma: ha ismert a légkör állapota pl. rádiószondás mérések alapján, az adott csatornára érkező radiancia vagy fényességi hőmérséklet értéke ellenőrizhető. A hőmérsékleti profil meghatározásának (az oxigén 60 GHz vonalának közelében mérve) általában kétféle módja van:

a) Teljes troposzféra profilozás regressziós visszakereséssel: a csatorna közepén a legnagyobb a légköri átlátsatlanság, itt csak 200–300 m távolsáig képes mérni a műszer, míg a szélek felé (kb. 8 GHz-es tartomány átfedésével) mérve magasabb rétegekről szerezhető információ. Így a teljes hőmérsékleti profil mérhető. A csatornaközéppont alkalmas a hőmérsékleti profil információ visszakereséséhez, az emisszió pedig minden magasságban arányos a helyi hőmérséklettel.

Ez a módszer alkalmas a nedvesség (10 km-ig) és a felhő víztartalom profilok készítésére is. A számított profilokat rádiószondás mérésekkel hasonlítják össze. Általában elmondható, hogy a radiométer a PHR hőmérsékletét kisebb hibával méri, mint a rádiószonda, viszont a határréteg fölött nagyobb a hibája, durvább a függőleges felbontása.

b) Különböző szögekben, egy optikailag vastag – a légkörben nagy elnyelést mutató – hullámhossztartományban történő mérésekkel. A mérés az erős oxigén csatorna csúcsának ($f = 60$ GHz) közelében 54,9 és 58 GHz-en történik, 5° és a függőleges közötti szögekben. A magassági szög csökkenésével a légköri út növekszik és a mérési frekvenciák súlyfüggvény csúcsai alacsonyabb magasságokhoz tartoznak, innen származik az adat. A horizontális sugármérés kalibrálásánál (vízszintes rétegzettség esetén) T_b a levegő hőmérséklete ott ahol az átlátszatlanság értéke 1 (komplexebb profilokra más számítás szükséges). Ebben a frekvenciatartományban a fényességi hőmérséklet a mérési magasság léghőmérsékletével egyezik meg. Ezután már a különböző hajlásszögekben meghatározott beérkező sugárzás mérésével a hőmérsékleti profil már meghatározható.

Vízgőztartalom és (korlátozott felbontású) felhő víztartalom profil. A vízgőztartalom (WVP – water vapor profile) meghatározásakor az adatfeldolgozó program a vízgőzsűrűséget ($WVP \equiv \rho_v$) adja meg T_b duálfrekvenciás méréseiből (a vízgőz-mérés optimális frekvenciái: a 22,235 GHz-es és 28 GHz-es légköri ablak), a nyomási kiszélesedés felhasználásával, teljes troposzféra profilozási módban. A vízgőzprofil meghatározása regressziós empirikus formulák alkalmazásával történik, mint például:

$$WVP = 0,035 + 0,0737T_{b,22} - 0,0394T_{b,28} , \quad (18)$$

A felhő-víztartalom (LWC – liquid water contain, vagy hagyományos jelölésünkkel ρ_w): erősen változó, hőmérsékletfüggő mennyiség. Felhő jelenlétét gyakran az $f = 95\% = f_c$ kritikus relatív nedvesség értékhez kötik. Az LWC [kg m^{-3}] arányos a részecskesugár harmadik hatványával, a cseppméret eloszlás (DSD – drop size distribution) harmadik momentuma. *(Ez a felhő mikrofizikai paraméter megmutatja, hogy egységnyi térfogatban hány csepp van adott sugárral.)* Jellemző értékei a folyékony vizet tartalmazó felhőben: a felhőalpnál kb. $0,1 \text{ g m}^{-3}$, a felhőtetőnél $0,5 \text{ g m}^{-3}$, míg az ide tartozó fényességi hőmérséklet $T_b = -25 \text{ }^\circ\text{C}$ körüli értéket vesz fel. Tiszta ég esetén $LWP = 0$, $T_b < -50 \text{ }^\circ\text{C}$. A profilszámításnál alkalmazott empirikus formula:

$$LWP = -0,0126 - 0,0008 T_{b,22} + 0,0025 T_{b,28} . \quad (19)$$

A felhővíztartalom profil készítése felhő-radar mérésekkel együtt ajánlott.

A radiométerrel mért hőmérsékletből (T) kiszámítható a telítési gőznyomás pl. *Bolton* (1980) képletével (hasonlóan, mint az általunk használt Magnus-formulából):

$$e_s = 6,112 \cdot e^{\frac{17,67 T}{T+243,5}}, \quad (20)$$

továbbá a vízgőz-sűrűség, és a nyomás (a felszíni nyomás, a magasság és a virtuális hőmérséklet ismeretében számítható), a keverési arány (r) és a relatív nedvesség (f) is (*Carter, 2012*):

$$f = \frac{100(p) \cdot r}{e_s(621,97+r)}. \quad (21)$$

Az általam használt MP-3000A típusú radiométer – ahogy már említettem – hőmérséklet, vízgőz és folyékony víztartalom sűrűség profil mérésekre lett tervezve az alsó troposzférában, de alkalmas a felhőalap hőmérséklet mérésére is. Névlegesen 12 csatornás, de a frekvencia kiosztása tetszőleges lehet a 22–30 GHz-es, illetve 51–58,8 GHz-es tartományokban. A magassági szintek felosztása 10 000 m-ig: 0–500 m között 50 m-enként, 500–2000 m között 100 m-enként, 2000–10 000 m közötti rétegben 250 m-enként.

A radiométer nagy előnye a többi magaslégköri szondázó műszerekkel szemben, hogy szinte minden időjárási helyzetben képes folyamatos folytonos mérésekre, s a felszín közelében is megbízható adatokat szolgáltat. Messze a legpontosabb műszer a kihullható víztartalom és a felhő-víztartalom mérésére.

5.3. Windprofiler

Elektromágneses sugárzást alkalmazó ($3 \cdot 10^8 \text{ m s}^{-1}$), adott irányokba sugárzó Doppler-radarnak tekinthető. A szélesség és szélirány és a vertikális sebesség magasságszerinti változását (profilját) méri.

A kibocsátott impulzus egy karakterisztikus (250–1000 m átmérőjű) impulzustérfogatot tölt ki. Az innen visszaverődő rádióhullám frekvenciája megváltozik. A frekvenciaeltolódás mértéke a szélesség hullámterjedés irányába eső komponensével arányos. A légköri mikroturbulenciákról, mint térbeli

inhomogenitásokról és a kis részecskékről visszaverődő rádióhullám Doppler-eltolódásából az adott magasságban levő szélesség értéke is megkapható. (Laza, 2012). A légmozgás háromdimenziós ábrázolásához három sugárnyalábra van szükség. Általában egy függőleges és két, a függőlegestől $\sim 15^\circ$ -kal északra és keletre eltérő nyalábot használnak. A műszer méri a horizontális (U) és vertikális (W) szélességet, és a szélirányt. A jelerősség és az impulzushossz további információkat nyújt a légköri stabilitásról, nedvességről és a turbulenciáról. A radar kiszámítja a refraktivitási paramétert (C_n^2). Értéke a nedvességváltozás keltette turbulencia intenzitását jellemzi. Vertikális profilja általában másodlagos maximumot mutat a jól fejlett konvektív határreteg (CBL) tetején (Seibert et al., 1997), azaz használható a keveredési magasság meghatározására.



6.ábra: A szegedi windprofiler [2.- www.zivatar.hu]

A windprofiler által kibocsátott jel visszaverődését a Bragg- és a Rayleigh-szórás határozza meg (Lehmann, 2010). Előbbi a refrakciós index változásain alapuló, a légköri turbulencia következményeként létrejövő clear-air (részecskementes, tiszta levegő) visszaverődés. Ennek detektálásához érzékeny vevő és nagy antenna szükséges, mivel a visszavert hullám jele gyenge, közel van a vevő érzékenységi határához.

A másik jelentősebb szórási folyamat az aeroszol részecskéken, kis cseppeken, jégkristályokon történő Rayleigh-szóródás, mivel itt a részecske átmérő még jóval kisebb, mint a hullámhossz. A szóródás során a jel Doppler-eltolódást szenved. A frekvencia különböző mértékű megváltozása a különböző típusú hidrometeorok, csapadékfajták detektálására alkalmas.

A windprofilerek mérési frekvenciája a felhasználástól függően változó. Többségük a hagyományos időjárási radaroknál jóval alacsonyabb frekvencián mér (OFCM, 1998). A működési frekvencia a kívánt magasságtartománytól és felbontástól függ. Három frekvenciatartományban mérnek típustól függően: 50 MHz a sztratoszféra, 400 MHz a troposzféra és az alsó troposzféra mérésére és 1000 MHz a határreteg profilok meghatározására. A szegedi LAP-3000 típusú windprofiler működési frekvenciája 1290 MHz és mérései körülbelül 3500 m magasságig megbízhatóak.

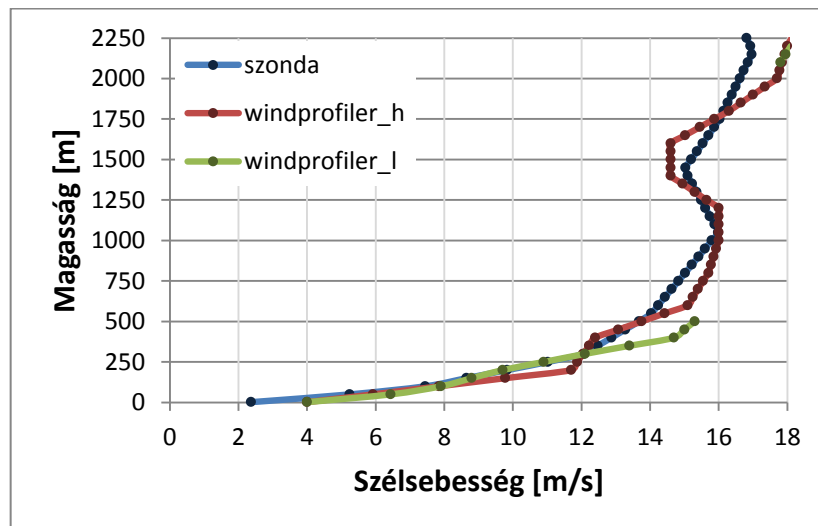
A határreteg windprofilereket gyakran úgy tervezik, hogy több módban is működni tudjanak. Az üzemmód, vagyis az impulzushossz meghatározza a vizsgálható légréteg vastagságát és az adatsor függőleges felbontását is. Alacsony üzemmódban a kisugárzott energiaimpulzus hullámhossza 60 m körüli. Magas üzemmódban 100 m-es vagy afölötti hullámhosszal mérnek. A magas üzemmódban történő nagyobb energia-kibocsátás növeli a maximális mintavételezési magasságot, ám cserében megnövekszik az első magassági szint értéke, ahonnan mérés kapható és durvább függőleges felbontást eredményez. (U.S. EPA, 2000)

A windprofilerek fő előnyei: időjárás függetlenül (felhőzet, csapadéktevékenység jelenlétében is) képesek folyamatos, nagyfelbontású szélprofilok készítésére (egy-egy mérési periódus néhány percet vesz igénybe), pontosságuk összemérhető a rádiószondás adatokkal. Hátrányuk, hogy a felszín közelében nem alkalmazhatók, s csak a mérőhely feletti szélviszonyokról tájékoztatnak.

A windprofilerhez Szegeden RASS berendezés is tartozik. Utóbbi a virtuális hőmérsékletet nagy pontossággal (akár 0,3 °C) mérő aktív, rádióadóból és vevőből álló távérzékelési eszköz. A windprofiler vagy egy SODAR által kibocsátott hullámok kis sűrűségváltozásokat okoznak. Emiatt megváltozik a törésmutató lokálisan, módosul a Doppler radar által kibocsátott elektromágneses hullám szóródása és visszaverődése. (Mészáros, 2013)

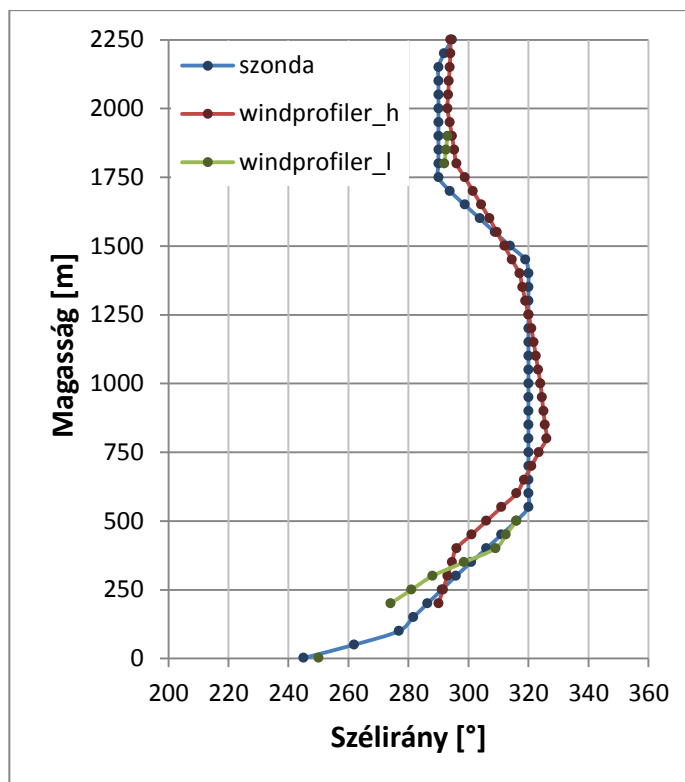
5.4. Profil-összehasonlítások

Három műszert, az állomás feletti profilokat mérő radiométert és windprofilert, illetve a percenként 300 m-t emelkedő, sodródó rádiószonda méréseit hasonlítjuk össze. A rádiószondát 23:20–30 UTC körül bocsátották fel, így az ehhez legközelebbi mérési időpontok windprofiler és radiométer profiljait próbáltam először a szonda vertikális profiljaihoz mérni. A radiométer esetében leginkább a 23:45 UTC-s mérésekkel találtam egyezést, azonban a windprofiler méréseinél a 0:15-ös profilok illeszkedtek leginkább a szonda profiljaira. Elsőként nézzük meg a rádiószondával és a windprofilerrel mért széladatok összehasonlítását!



6. ábra: A 2013. november 29. 00 UTC-s szélsebesség-profilok a rádiószonda, illetve a windprofiler (0:15 UTC) magas (high) és alacsony (low) módú mérésekor.

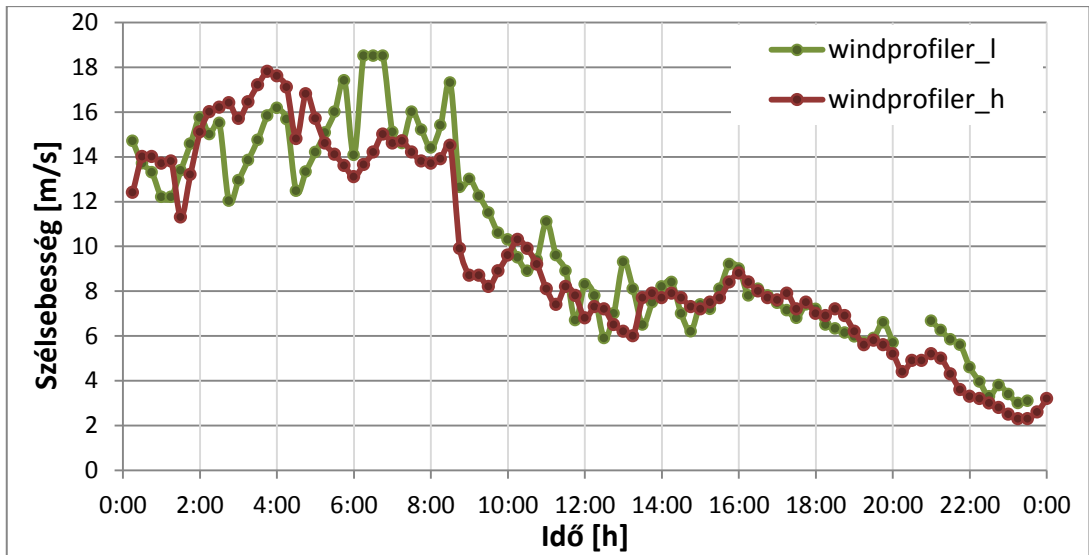
A szélsebesség a felszín közelében, az elméletekkel egyezően, gyorsan növekszik, 12 m s^{-1} -ig erősödik, majd a 240–400 m-es rétegben állandósul. Ezt követően ismét tovább erősödik az 500–550 m-es szintig, ahol lecsökken a gradiense. Az 550-750 m közötti lokális szélsebesség maximum jelezheti az alacsonyszintű éjszakai jet-et. A két műszer adatai jó egyezést mutatnak, s ez jellemző a rádiószondához időben közelebb lévő többi profilra is (7. ábra).



9. ábra: 2013. november 29. 00 UTC-s rádiószondás mérésből és a windprofiler adataiból (0:15 UTC) számított szélirány profilok.

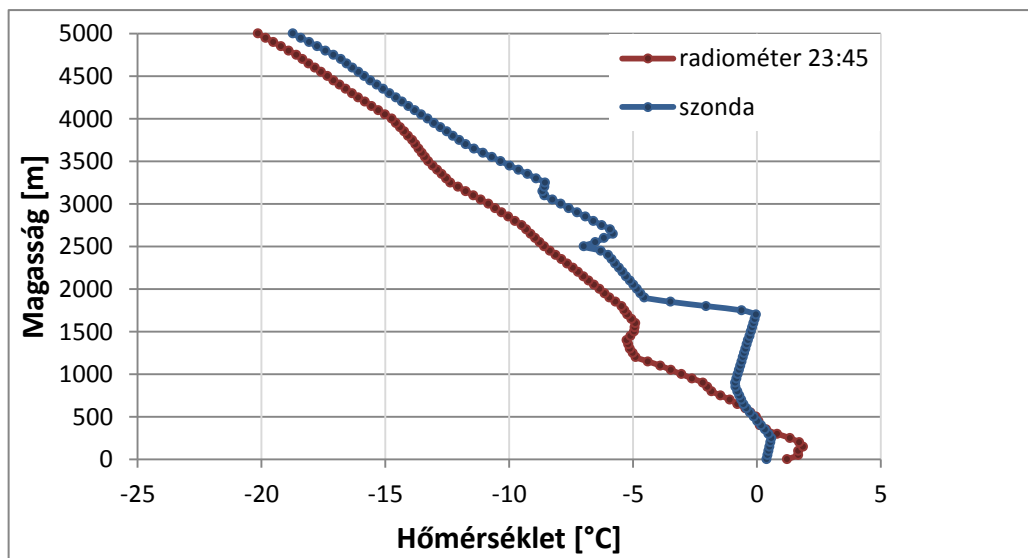
A szélirány (8. ábra) folyamatos fordulása figyelhető meg 530 m-ig (a rádiószondás mérés egyik szél markánsponjtja). Az alsó 100 m után a szélirány nagyjából 10° -ot változik 100 m-enként, majd 530 és 750 m között állandósul, $320\text{--}325^\circ$ közötti értéket felvéve, s ilyen irányú lesz 1500 m-es magasságig. A két mérés között itt is jó az egyezés. Az eltérések általában nem haladják meg a $10\text{--}15^\circ$ -ot.

Végezetül a windprofiler két mérési módjában (alacsony és magas) kapott sebességi értékeket mutatjuk be 400 m-es felszín feletti magasságban, a kétféle mérés együtt volt jelen. A két görbe menete hasonló. Az eltérések általában nem haladják meg a 2 m s^{-1} -os értékét. A nap elején, erős gyorsabban változó szélsébségi értékeknél nagyobb eltéréseket látunk, mint a nap második felében (kisebb szélsébség, stabil rétegződés).(9. ábra)



9. ábra: 2012. november 29. A 400 m-es magasságban mért szélsebesség értékek a windprofiler kétféle mérési módjában

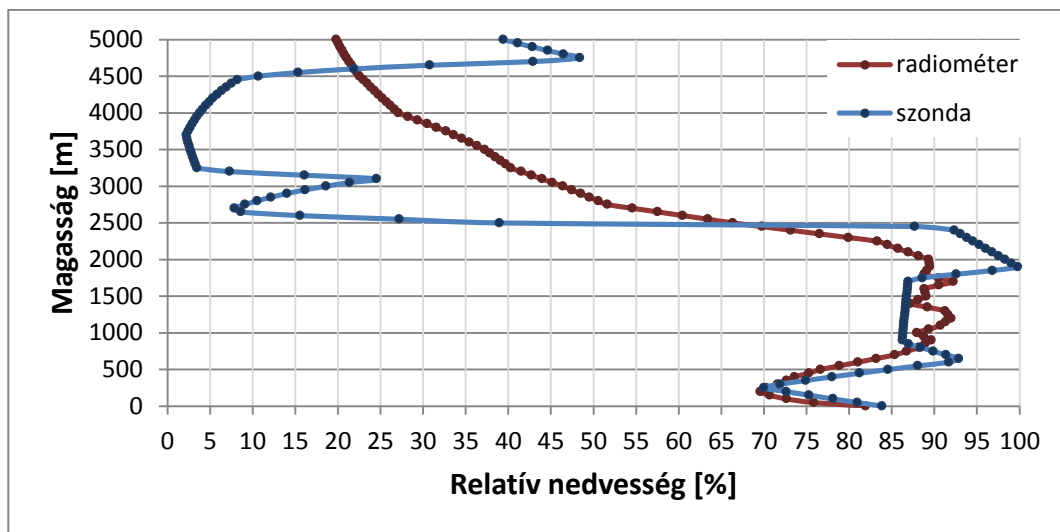
Következő lépésként nézzük a rádiószondával és a radiométerrel mért hőmérséklet és relatív nedvesség profilok összevetését (10–12. ábra)!



10. ábra: 2013. november 29. 00. UTC rádiószondás felszállásból és a november 28. 23:45 UTC-s radiométeres mérésből számított hőmérséklet profilok.

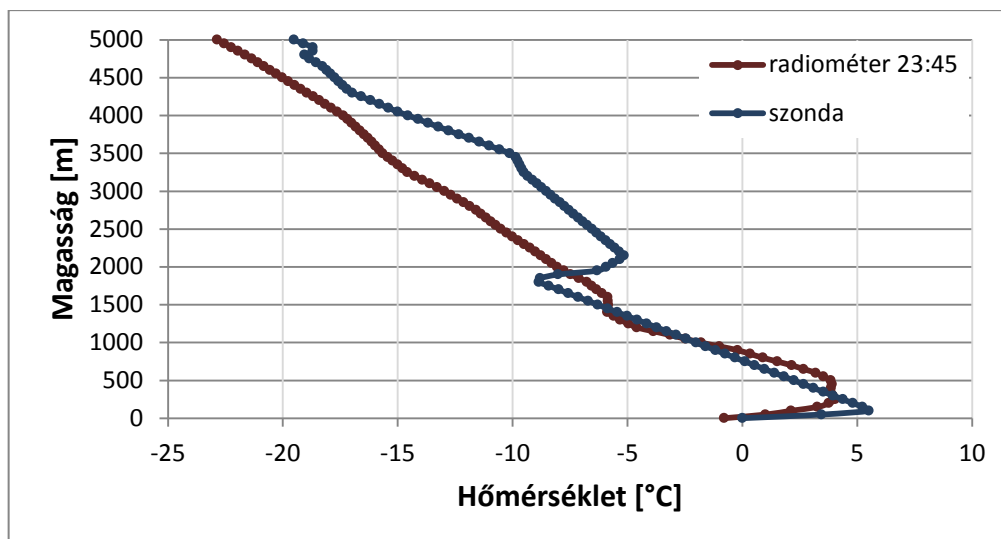
Az alsó 200 m-en mindkét műszer inverziót mért (10. ábra). Nagyjából 700 m-ig együtt halad a két profil, ezután a szonda ismét inverziós rétegződést jelzett, egészen 1650 m-ig. A radiométer csak az 1350–1600 m-es magasságig mutat újra hőmérséklet-

emelkedést. Ezután a két profil közelebb halad egymáshoz, de a szonda 2500 és 3000 m környékén is kimutat egy-egy inverziós szakaszt. A két profil jellege, futása hasonló, de a hőmérsékleti értékekben (az inverzió eltérő szerkezete miatt) jelentős eltérések vannak. A hőmérsékletkülönbség a két profil között 1500 m-en 5 °C. Ez csak részben származik a két mérés különbözőségéből, az okok között ott van a két mérés térbeli és időbeli különbsége. A rádiószonda több lokális inverziót is kimért (2500 és 3000 m körül), míg ezek alig jelentkeznek a radiométer adataiban.



11. ábra: 2013. november 29. 00. UTC rádiószondás felszállásból és a november 28. 23:45 UTC-s radiométeres mérésből számított relatív nedvesség profilok.

A relatív nedvesség görbék (11. ábra) is hasonlóan futnak kb. 1700 m-ig. A talajközeli levegő magas relatív nedvességű, ködös. A nedvesség az inverzió tetejéig (kb. 250 m) csökkent, majd ismét emelkedik. A relatív nedvesség a 700–1700 m-es rétegben közel állandó. A rádiószonda 86–87%-os relatív nedvességet mért. Megvan a radiométer adataiban is 2000 m feletti nedvesség csökkenés, de nem olyan markáns mint a rádiószondás mérésekben. A görbék hasonlósága ellenére a nedvesség inverziók helyét nem ugyanoda adják. Az eltérés több száz méter is lehet.



12. ábra: 2013. november 30. 00. UTC rádiószondás felszállásból és a november 29. 23:45 UTC-s radiométeres mérésből számított relatív nedvesség profilok.

A november 30-i éjfél körüli mérések hőmérsékleti profiljai (12. ábra) az egy nappal korábbi mérésekhez viszonyítva (10. ábra) jól egyeznek, azzal a különbséggel, hogy a szonda mérései egyértelműbben mutatják a hőmérsékletváltozás inflexiós pontjait. Eszerint az alsó inverzió teteje körülbelül 150 m-en van, a fölötte levő hőmérséklet-emelkedés pedig 1800 m-es magasságban kezdődik. A radiométeres mérés szerint utóbbi valamivel alacsonyabban van.

Megállapíthatjuk, hogy a rádiószondás és a radiométeres mérések közötti különbség függ az időjárási helyzettől, a sugárzást kibocsátó légrétegtől, s a levegő nedvességétől, és az állomás feletti éppen aktuális felhőzeti mezőtől.

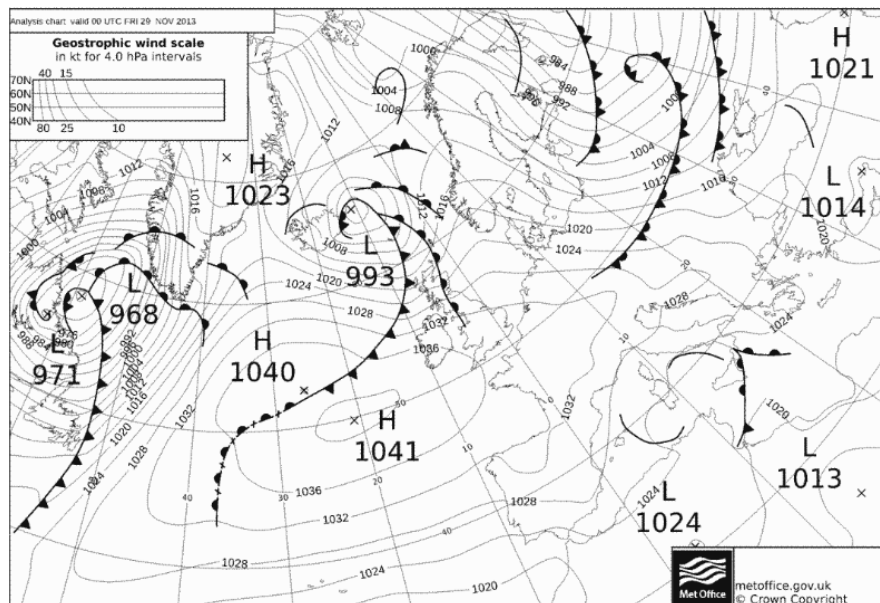
6. Az alsó troposféra szerkezete és napi menete (2013. november 29.– esettanulmány, Szeged)

6.1. Időjárási helyzet

Nézzük Szeged térségére vonatkozó időjárási képet 2013. november 28–30. közötti időszakban. Az Atlanti-óceán felől Nyugat-és Közép-Európa fölé anticiklon nyúlt be, területén számottevő csapadék nem hullott. A Kelet-Európai-síkság fölött kezdetben markáns ciklon örvénylett, ami a hónap végére okkludálódott, előregeedett.

A Kárpát-medence időjárását 2013. november 28-án egy hideg, majd november 29-én délutántól melegfront alakította. Az anticiklon hatására november 28-án délelőtt országszerte sütött a nap, a hőmérséklet -1 és $+3$ °C között alakult. A napos idő után koradélutántól észak felől átmenetileg erősen megnövekedett a felhőzet, északnyugaton havas eső is hullott. Éjszaka a déli országrészben kisebb havazások, hózáporok voltak, míg ÉK-en csökkent a felhőzet. Egy anticiklon peremén egy okkludáló frontrendszer közeledett térségünkbe (13. ábra)

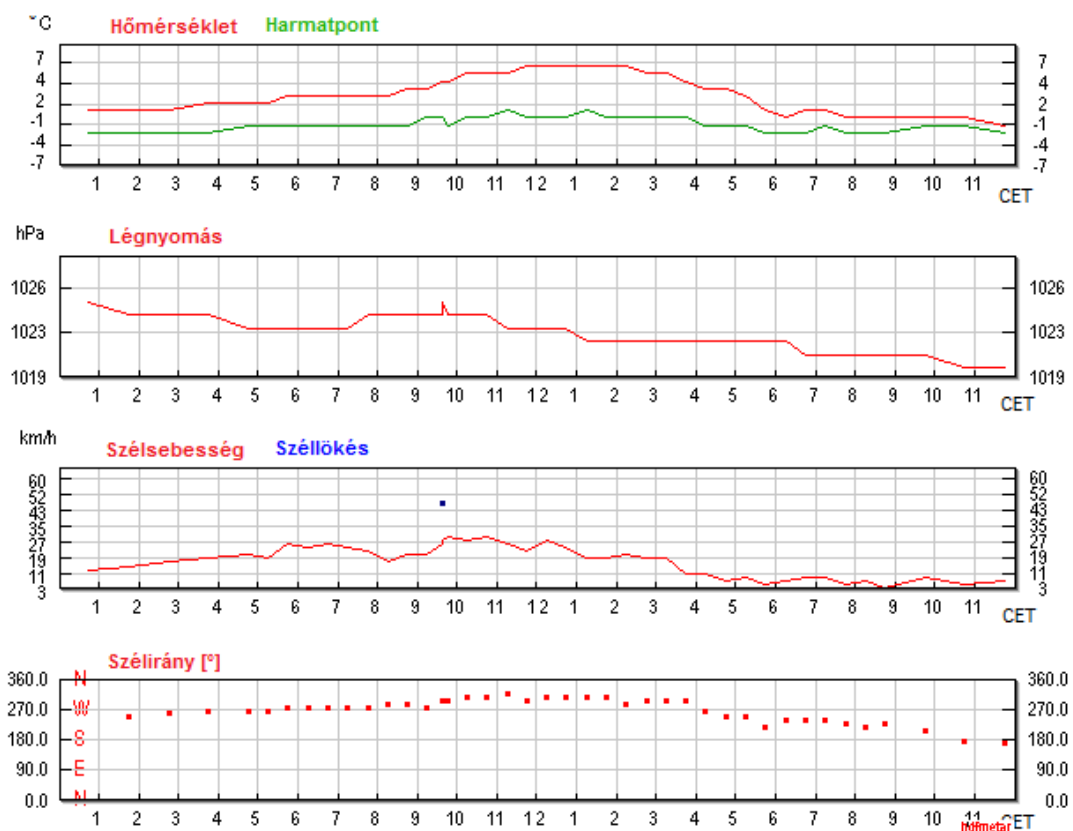
A 2013. november 29. 00 UTC-re vonatkozó SYNOP távirat szerint a felhőalap magasság 1–1,5 km-en volt, az ég borult volt, a talaj közelében 4 m/s-os Ny-DNy-i szél fújt. A hőmérséklet 0 °C körül volt (a harmatpont $-2,1$ °C). Az elmúlt órában, a távirat szerint, gyenge folytonos havazás volt. A szegedi METAR táviratok alapján a hőmérséklet, harmatpont, tengerszintre redukált légnyomás, továbbá a szélesség és a szélirány adatait a 14. ábra szemlélteti a [3.- <http://www.wunderground.com>] Internet-es oldal adatai alapján.



13. ábra: Európa időjárási képe 2013. november 29-én magyar idő szerint hajnali 1-kor (00 UTC). Az anticiklon peremén egy kelet-európai ciklon okklúziós frontja érkezik Magyarország fölé. A frontálzóna mögötti sűrű izobárok megerősödő szélre utalnak (Az UK Met Office térképe a [4.- <http://www.wetterzentrale.de>] honlapról)

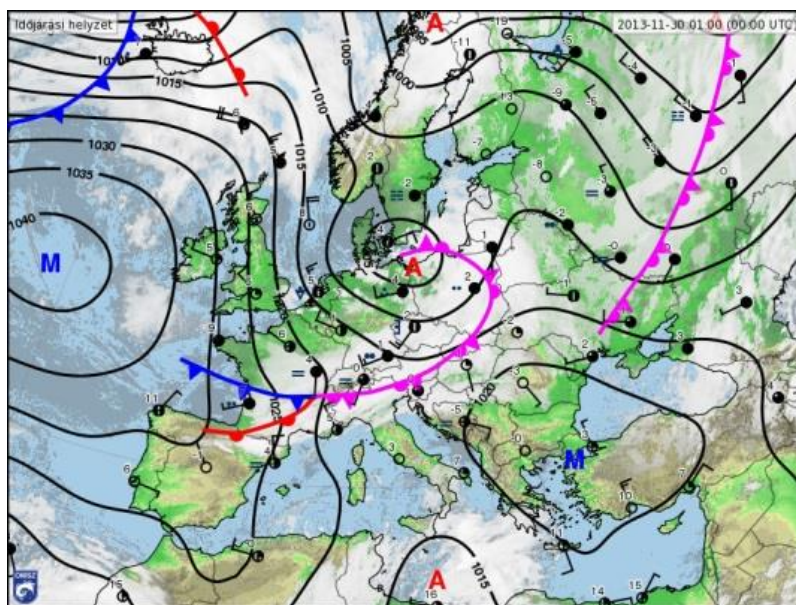
2013. november 29-én délelőtt kisütött a nap, kivéve az ország keleti és északkeleti térségben, ahol egy-egy hózápor is kialakult. Az ország középső és déli

részén az ÉNy-i szelet olykor erős (Szegeden 13–14 m/s-os) szellőkések kísérték. Délutántól ÉNy felől vastagodni kezdett a felhőzet, éjszaka általában felhős volt az ég, északon hószállingózással. A 2013. november 30. 0:00 UTC-s szinoptikus távirat szerint közepesen felhős volt az ég, délkeleti 3 m/s-os szél fújt. A hőmérséklet $-0,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ volt és az elmúlt órában foltokban köd képződött. A szinoptikus helyzetet a 15. ábra szemlélteti az OMSZ analízise alapján. Jól látszik a Szeged térségéig nyúló felhőzet az anticiklon peremén. A napközben megerősödő szél az esti-éjszakai órákra mérséklődött. Az éjszaka első felében többnyire erősen felhős volt az ég Szegeden. A hőmérséklet $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$ és $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ között változott.



14. ábra. A szegedi repülőtéri METAR adatok meteogramjai 2013. november 29-ére.

Forrás: <http://www.wunderground.com/history/>



15. ábra: Európa időjárási képe 2013. november 30-án magyar idő szerint hajnali 1 órakor (00 UTC). A Kárpát-medence déli részét borító felhőzet széle Szegedig terjeszkedett (OMSZ szinoptikus analízise, [5.- <http://www.met.hu>])

2013. november 30-ára középpontjával Németországtól északra levő ciklon hatására a kontinens középső területei felett erősen felhős volt az ég, többfelé fordult elő eső, hó és havas eső. Emiatt hazánk felett is felhős volt az ég, ám egy több napja meglévő délkelet-európai anticiklon hatására hazánk déli területein – így Szegeden is – több órára kisütött a nap. A szél a nap folyamán gyenge maradt ($0 - 2 \text{ m s}^{-1}$).

6.2. Hőmérsékleti és nedvességi karakterisztikák

A három szondázó műszerrel mért alapadatokból további, származtatott mennyiségek kiszámítására volt szükség. Ezek a mérőszámok többek között jellemzik a légkör stabilitási viszonyait is.

Először nézzük a nedvességi karakterisztikák előállítását! A specifikus nedvesség (q) a vízgőz és a nedves levegő (száraz levegő + vízgőz) sűrűségének a hányadosa, míg a keverési arány (r) a vízgőz és a száraz levegő sűrűségének a hányadosa, azaz a keverési arány és a specifikus nedvesség közötti kapcsolat $r = \frac{q}{1-q}$. A specifikus nedvesség definíciós egyenlete a nyomás és a parciális gőznyomás ismeretében:

$$q = 0,622e/(p - 0,328e) . \quad (22)$$

A konvektív határrétegben a specifikus nedvesség a magassággal keveset változik.

A relatív nedvesség (f): megadja, hogy a lehetséges víztartalom hány százaléka van a levegőben, azaz a levegő telítettségének mértékét. Kifejezhető például a keverési arány és a telítési keverési arány vagy a gőznyomás és a telítési gőznyomás hányadosaként. A határréteg-magasság felső becslésekor erős csökkenése a PHR felső határát, illetve a beszívási zónában levő (sokszor stratocumulus) felhőzet felső határát jelzi.

A *nedvesség mérőszámaként* használják továbbá a teljes kihullható vízmennyiséget, ami adott légoszlop teljes víztartalmát [mm] adja meg. Becslésére a

$$P = \int_{z_0}^{z_1} (\rho_v + \rho_w + \rho_i) dz \quad (23)$$

képletet használják, azaz a víz egyes fázisaira vonatkozó sűrűségek összegének magasság szerinti integrálját számítják ki. P erősen függ a hőmérséklettől, mivel a melegebb levegő több vízgőzt képes befogadni. Adott hőmérséklet esetén minél magasabb ez az érték, annál valószínűbb a felhőszakadás kialakulása. Megjegyezzük, hogy legtöbbször a kihullható víztartalom a légkörben levő vízgőz mennyiségét értik (ezt tudja mérni a rádiószonda).

Hőmérsékleti karakterisztikák közül elsőként a *virtuális hőmérséklettel* (T_v) foglalkozunk: az a hőmérséklet, amit a száraz levegő felvenne, ha nyomása és sűrűsége megegyezne a nedves levegő nyomásával és sűrűségével. Használatával tehát át lehet térni a száraz levegővel való, egyszerűbb számolásra. Mivel a nedves levegő sűrűsége kisebb a száraz levegő sűrűségénél azonos nyomás és hőmérséklet esetén, a virtuális hőmérséklet mindig nagyobb, mint a levegő hőmérséklete:

$$T_v \approx T(1 + 0,608r) . [K] \quad (24)$$

Harmatpont (T_d): az a hőmérséklet, amire a levegőt állandó nyomás mellett lehűtve telítetté válik.

Ekvivalens hőmérséklet (T_e): az a hőmérséklet, amit a légréteg felvesz, ha a benne levő összes vízgőz adiabatikusan, állandó nyomáson kondenzálódik és a víz a levegőből

azonnal eltávozik. Tehát az a hőmérsékleti többlet, ami a fázisátalakulás (felhőképződés) során növelheti a légréteg hőmérsékletét, ha minden vízgőz kikondenzálódna.

Potenciális hőmérséklet (Θ): a légréteg hőmérséklete, ha azt száraz adiabatikusan a standard légköri nyomás (1000 hPa) szintjére visszük. Ha a légkör nedvességtartalma nem változik, stabilitásának meghatározására használható.

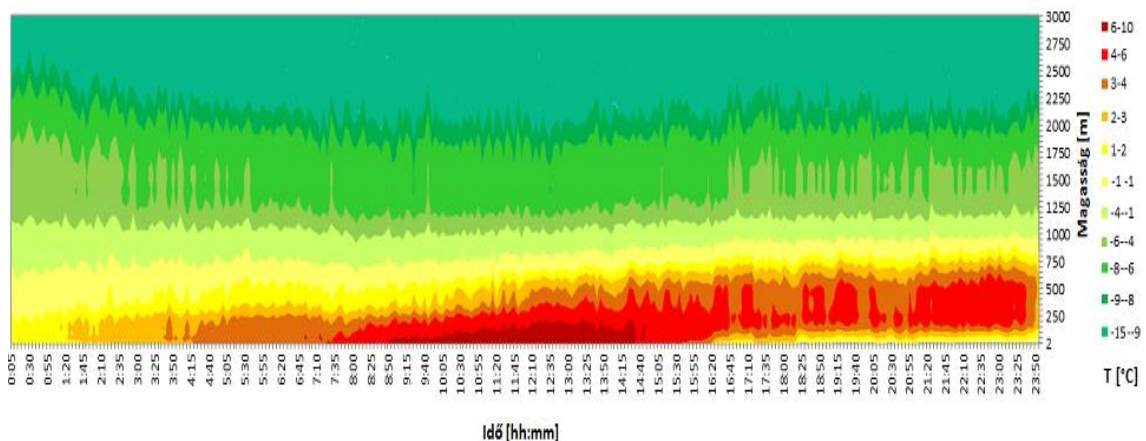
Virtuális potenciális hőmérséklet (Θ_v): a nedves levegő egyik stabilitási kritériumaként használható (ha $\theta_v = \text{const.}$, a légkör statikusan indifferens, ha θ_v csökken a magassággal, statikusan instabil, ha nő, statikusan stabil).

$$\theta_v = (1 + 0,608q)T(p_0/p)^k, [\text{K}] \quad (25)$$

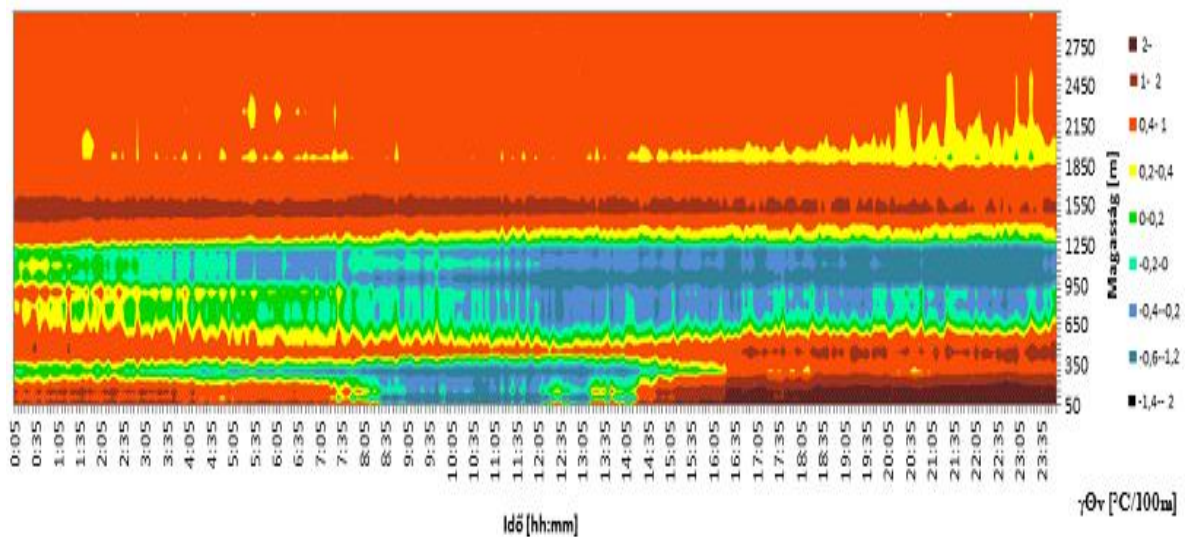
ahol $k = R_d (1 - 0,23q)/c_{pd}$.

A légkör valamely rétegének egyensúlyi állapotát a hőmérsékleti, a virtuális hőmérsékleti és a virtuális potenciális hőmérsékleti gradiens meghatározásával jellemeztük, a radiométeres mérések alapján 50 m vastag rétegenként.

Az eredmények ismertetését az alsó troposzféra (0-3000 m, kb. 700 hPa-os szinig) hőmérsékleti szerkezetével kezdjük (16. ábra). A függőleges tengely a magasság, a vízszintes az idő. A nap elején – a hajnali órákig – az erős szél miatt nem alakult ki jelentős inverzió. Jól látszik a nappali vékony konvektív réteg, illetve a napnyugta (ez november 29-én 14:56 UTC) utáni órákban formálódó inverzió.

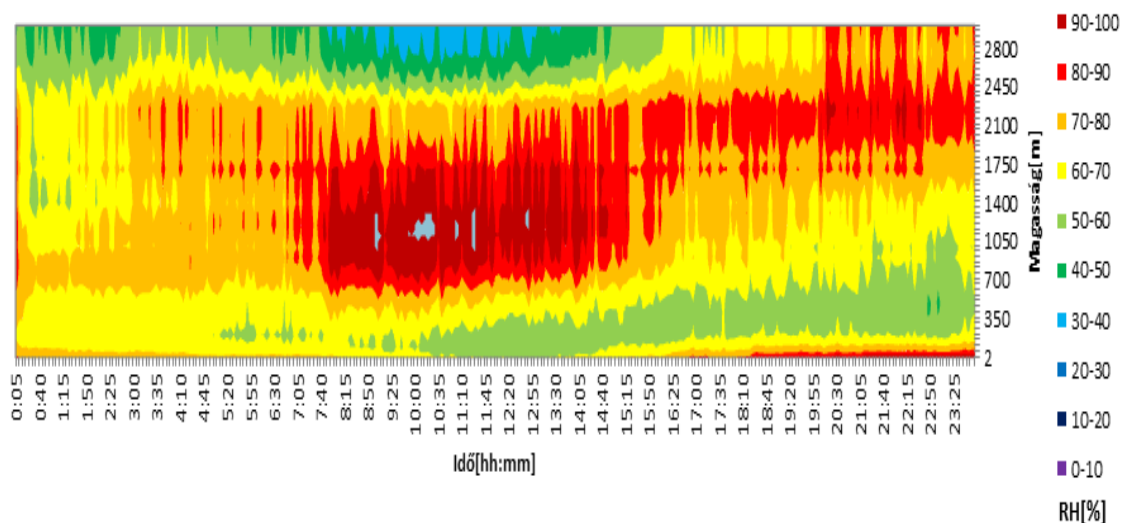


16. ábra: A hőmérséklet [$^{\circ}\text{C}$] napi menete 2013. november 29-én a radiométer mérési adataiból.



17. ábra: A virtuális potenciális hőmérsékleti gradiens [$^{\circ}\text{C}/100\text{m}$] profil napi menete 2013. november 29-én a radiométer mérési adataiból.

A hőmérsékleti rétegződésnél leírtak igazolódnak a virtuális potenciális hőmérséklet gradiensét bemutató 18. ábrán is. A $0,35^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ -es meghatározott kritikus értéket az ábrán a sárga szín jelöli. Látható az éjjeli kisugárzási inverzió vastagodása és nappal a konvekciót lezáró stabil rétegződés. A keveredési réteg alatt a virtuális potenciális hőmérséklet keveset változik, a gradiens kis értékeket vesz fel.



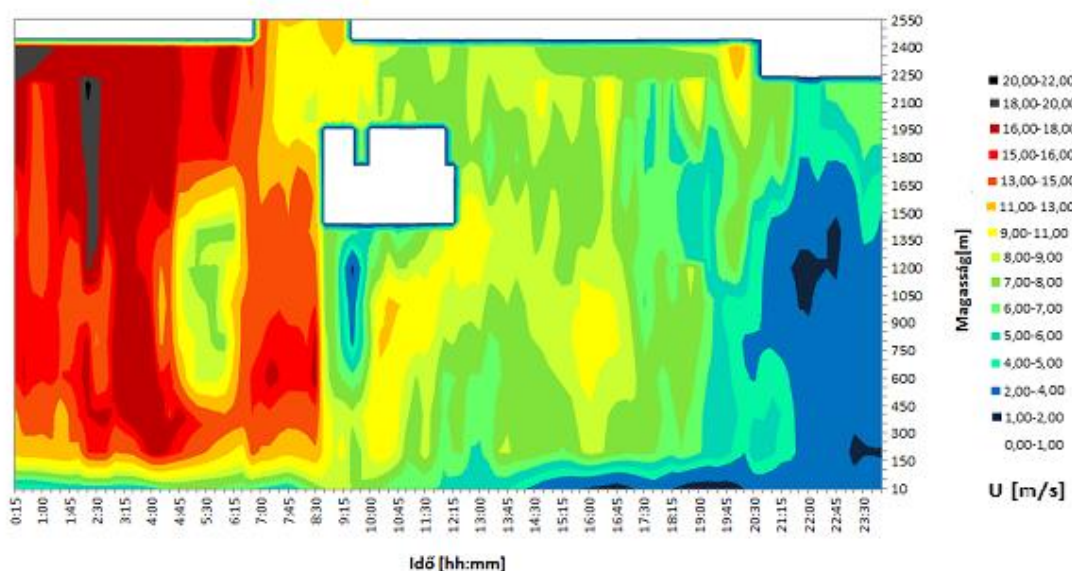
18. ábra: A relatív nedvesség [%] profil napi menete az alsó 3 km-es rétegben 2013. november 29-én a radiométer mérési adataiból

A 18. ábrán a relatív nedvesség profilok napi változását követhetjük. A talajközeli nedves levegő nappal a felmelegedés hatására szárazabbá válik. A napi jelentéssel összhangban felhők (piros színnel jelölt területek) biztosan ott alakultak ki, ahol a 95%-os kritikus érték felett volt a relatív nedvesség. Az állomás felett réteges felhőzet volt. Este 20 és 23 óra között ismét felhőzetet detektáltunk. Megjegyezzük, hogy a nagy nedvességtartalmú rétegek között levő alacsonyabb nedvességtartalmú sávok mérési hibát is jelezhetnek. Nem feltétlenül felhőmentes részeket.

Megvizsgáltuk a cseppfolyós víztartalom méréseket is. Nem találtunk szoros kapcsolatot a relatív nedvesség és a felhővíztartalom között. Nagyobb víztartalom értékeket detektáltunk pl. a hajnali órákban, amikor a relatív nedvesség értékei 70-80% körüliek voltak az 1 km-es rétegben. A víztartalom adatok értelmezéséhez további vizsgálatok kellenek.

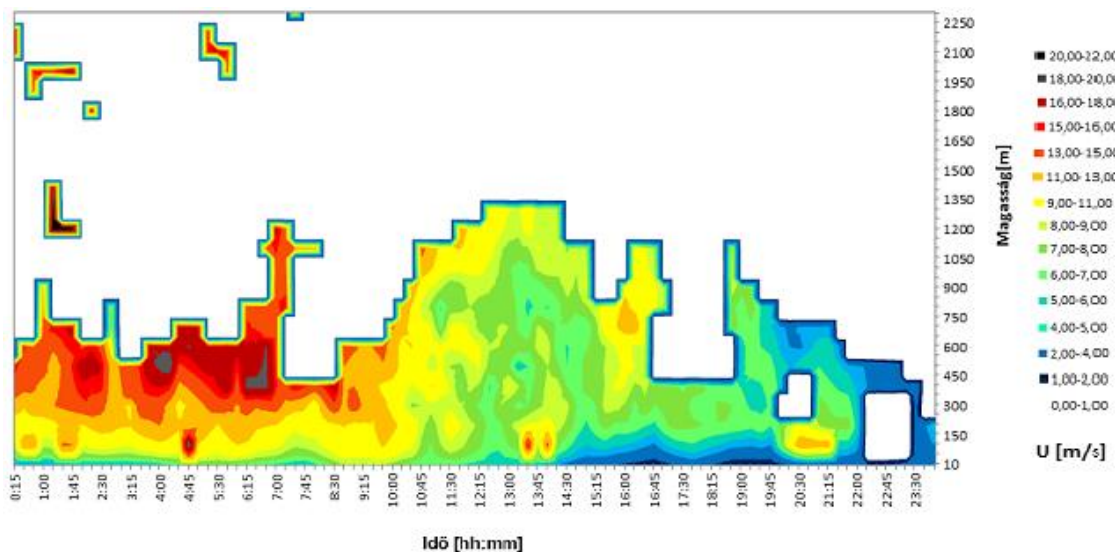
6.3. Szélmező

Következő lépésként összehasonlítom a windprofiler két mérési módja és a Debreceni Egyetem SODAR-jával mért szélsébség mezőket (19-21. ábra). Habár a mérési magasságok között nagy eltérés van, hasonló eredményeket adnak.



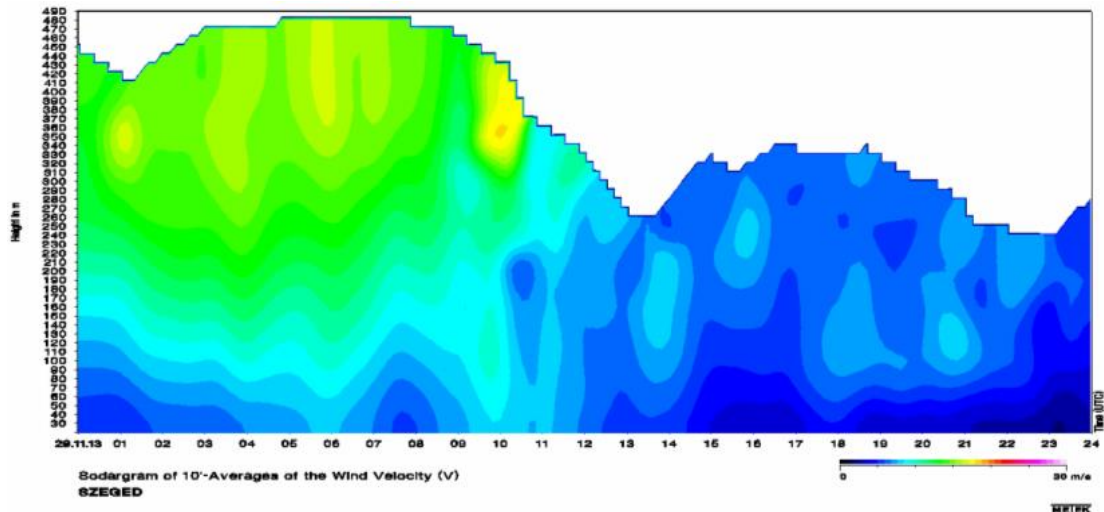
19. ábra: A horizontális szélsébség [m/s] profil napi változása 2013. november 29.-én a windprofiler „magas” mérési módjában.

A windprofiler magas mérési módban általában 2250-2550 m-es magasságig mért (19. ábra). Nagyobb adathiányos időszak 8:45 UTC és 12:15 UTC között figyelhető meg 1450 m és 1950 m-es magasságok között, aminek az interpolálása már nagy hibát eredményezhetett volna. Hajnalban megerősödött a szél. 300 m felett a szélsébség meghaladta a 10 m/s feletti értéket, 2:30 UTC-kor pedig 2100 m-en a 20 m/s-ot is elérte.



20. ábra: A horizontális szélsébség [m/s] profil napi változása 2013. november 29-én a windprofiler „alacsony” mérési módjában.

A windprofiler alacsony mérési módjában a nappali órákban látott magasabbra a műszer (1200 m), míg az éjszakai órákban 500-700 m-re (20. ábra). Itt is megfigyelhetők a délelőtti folyamán a 300 m-es magasság fölötti nagy szélsébségek és a napnyugta utáni jóval enyhébb szél is jelentkezik, ami már a teljes mérési magasságra érvényes és lehetővé teszi a ködképződés megindulását is. Jó egyezést mutat a windprofiler alacsony mérési módjával a SODAR által készített napi szélprofil, ami az alsó 300-500 m szélviszonyairól ad részletes képet (21. ábra). Megemlítjük, hogy a SODAR a nap első felében látott magasabbra, majd 500 m-re, míg a nap második felében 300 m-es szint körül fejeződtek be a profilmérések.



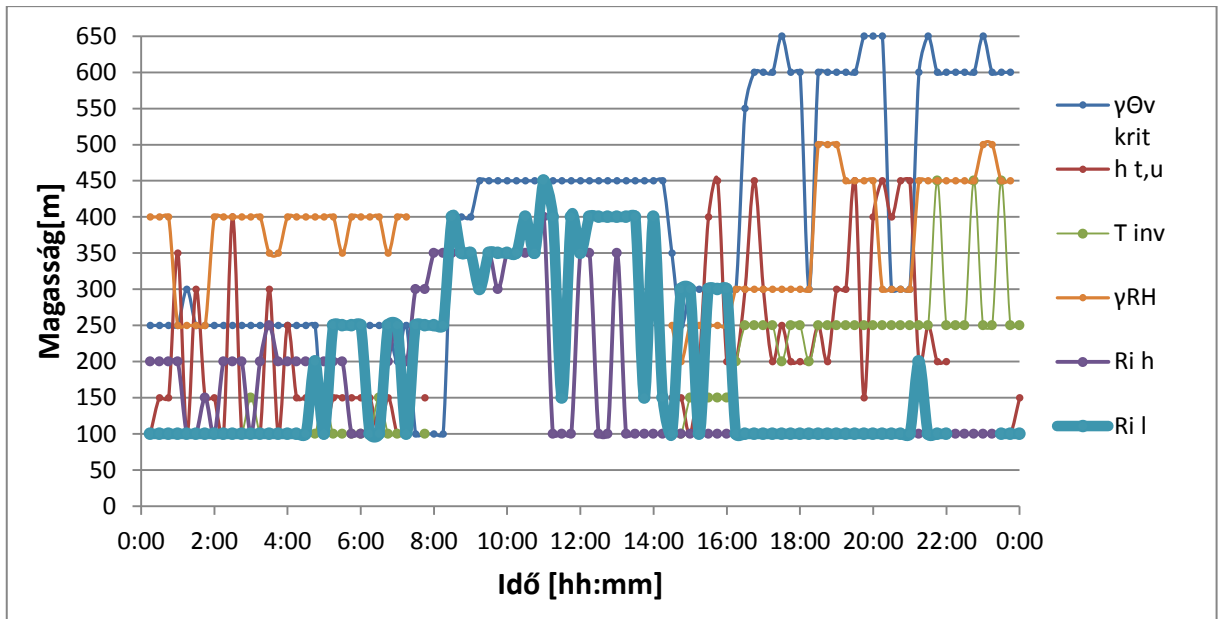
21. ábra: Horizontális szélesség profil változása 2013. november 29-én a Debreceni Egyetem SODAR mérése szerint.

Ugyan a SODAR alacsonyabb magasságig mér, vertikális felbontása (10 m) sokkal jobb, mint a windprofiler kétféle mérésének a felbontása (100 m az alacsony, 200 m a magas mód) esetében. Vagyis a műszerek eredményei kiegészíthetik egymást, együttes használatuk pontosan feltérképezi a szélmező változásait.

6.4. A határréteg vastagság

A határréteg vastagság számítási módszereket bemutató 3. fejezetben ismertettem azt a hatféle eljárást, amivel határréteg vastagságot számoltam. Ezek eredményét mutatom be.

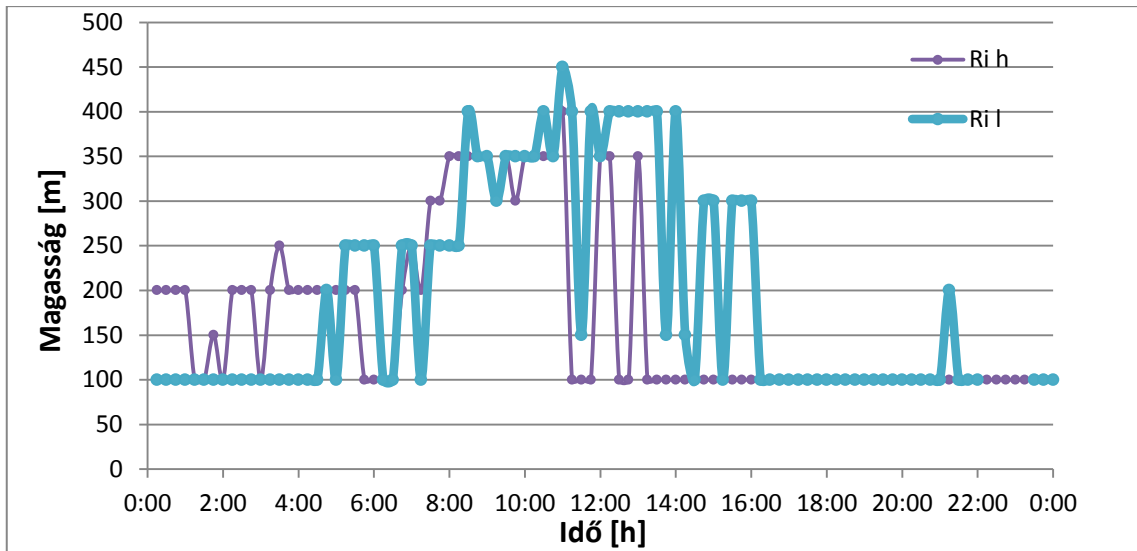
A módszerek összehasonlítására *Engeln és Teixeira* (2013) kutatásai adhatnak képet, akik határréteg magasság klimatológiát elemeztek ECMWF reanalízis adatokból. Eredményeik szerint általában a specifikus nedvességen, a virtuális vagy a potenciális hőmérséklet gradiensen alapuló módszerek nagyobb határréteg magasságokat adtak, mint a relatív nedvesség gradiensét használó módszer. Ennél is alacsonyabb értékek adódtak a Ri-szám meghatározásával, ami valójában inkább felhőalap-magasság becslésnek volt tekinthető, mivel fázisátalakuláskor nem megőrződő hőmérsékleti változót használt a modell. Ebből látható, hogy a becslések tág határok között változhatnak.



23.ábra: A határréteg vastagságának napi menete 2013. november 29-én a hatféle használt módszer szerint (γ_{Θ_v} krit – a virtuális potenciális hőmérséklet kritikus gradiense, $h_{t,u}$ – a hőmérsékleti inverzió tetejének és a szélesség minimumának együttese, T_{inv} – a talajközeli hőmérsékleti inverzió teteje, γ_{RH} – a relatív nedvesség gradiensének minimuma, Ri_h – kritikus Richardson-szám a windprofiler magas módjában, Ri_l – kritikus Richardson-szám a windprofiler alacsony mérési módjában)

Látható, hogy egyedül a Richardson-szám alkalmazásával kapott határréteg magasságok mutatnak a vártnak megfelelő napi menetet (éjszakai alacsony, míg a nappali ugyan gyenge konvekció esetén magasabb értékek).. A többi módszer felülbecsülte a határréteg magasságát, felsőbb stabil rétegek jelenlétét mutatta ki.

A Richardson-szám kritikus értékeinek (itt 0,25) a meghatározásával a határréteg magasságának a napi menetét mutatja a 24. ábra. A két számítás jó egyezést mutat.



24.ábra: A határréteg vastagság napi menete 2013. november 29-én a Ri-szám kritikus értéke alapján a windprofiler kétféle profilozó módjában (Ri h - a Richardson szám kritikus értéke „magas” és Ri l – a Richardson-szám kritikus értéke „alacsony” módban).

A többi módszertől való eltérés lehetséges magyarázatai között van:

- a műszerek más-más paramétereket és más-más felbontással és pontossággal mérnek,
- a vertikális profilokat befolyásoló, módosító tényezők, mint például a besugárzás, felhőzet, hűtés, konvekció, advekció, gravitációs hullámok, a víz fázisátalakulása (Seibert et al., 1997).
- Az alacsonyszintű felhőzet mennyisége és milyensége (stratocumulus vagy cumulus) (Engeln és Teixeira, 2013).
- Stabil helyzetben különösen nehéz tiszta felső határt találni a határrétegre.
- Különböző küszöbértékek megválasztásával is eltérő eredményre jutunk.

7. Összefoglalás

A szakdolgozatomban bemutattam a határréteg napszakok szerinti felépítését, jellemzőit. Ismertettem a határréteg vastagság meghatározási módszereit, majd a határréteg korszerű mérési eszközeivel (windprofiler, radiométer, SODAR) ismertettem meg az olvasót.

A PHR szerkezetét a Szegeden 2013. november utolsó dekádjában végzett nemzetközi határréteg mérési kampány adatai alapján elemeztem. Elvégeztem a hőmérséklet, nedvesség és szélprofil összehasonlítást a rádiószonda és a távérzékelési eszközök adatai között. Minden esetben jó egyezést kaptam.

Ezt követően egy mérési nap (2013. november 29.) időjárási helyzetét elemeztem, vizsgáltam a nedvességi és hőmérsékleti profilokat, az éjszakai inverziót és a nappali gyenge konvekciót, s a szélmező hatását a PHR fejlődésére. Többféle módszerrel határoztam meg a határréteg vastagságát, amelyek közül a Richardson-számot felhasználót találtam a legmegfelelőbbnek.

Terveim között szerepel a 2015 nyarán szerveződő II. szegedi PHR mérési programban való részvétel.

8. Köszönetnyilvánítás

Szeretném megköszönni témavezetőmnek, Dr. Weidinger Tamásnak a szakdolgozatom elkészítéséhez nyújtott segítségét, türelmét és hasznos tanácsait.

Köszönöm az Országos Meteorológiai Szolgálatnak, hogy rendelkezésemre bocsátották a mérési adatokat, továbbá Bíróné Dr. Kircsi Andreának, hogy felhasználhattam a Debreceni Egyetem SODAR műszerének mérési eredményét.

Irodalomjegyzék

- André, J. C., Mahrt, L., 1982: The nocturnal surface inversion and influence of clear-air radiative cooling. *J. Atmos. Sci.* 39, 864-878.
- Bottyán, Zs., Gyöngyösi, A. Z., Wantuch, F., Tuba, Z., Kurunczi, R., Kardos, P., Istenes, Z., Weidinger, T., Hadobács, K., Szabó, Z., Balczó, M., Varga, Á., Bíróné Kircsi, A., and Horváth, Gy., 2015: Measuring and Modeling of Hazardous Weather Phenomena to Aviation Using the Hungarian Unmanned Meteorological Aircraft System (HUMAS). *Időjárás* 119 (3) (In press).
- Carter, S., 2012: Sensitivity Study of Relative Humidity Profiles Obtained by Radiosonde and Microwave Radiometer, Howard University, Washington
- Engeln, von A., Teixeira, J., 2013: A Planetary Boundary Layer Height Derived from ECMWF Reanalysis Data. *J. Climate*, 26, 6575–6590.
- Eresmaa, N., Karppinen, A., Joffre, S. M., Räsänen, J., Talvitie, H., (2006): Mixing height determination by ceilometer. *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 1485-1493. doi:10.5194/acp-6-1485-2006
- Gelybó, Gy., 2006: A légkör vertikális szondázása a NOAA műholdak ATOVS mérései alapján, Diplomamunka, Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológiai Tanszék, Budapest (témavezetők: Dr. Bartholy Judit, Kern Anikó), 90 p
- Hanna, S.R., Burkhardt, C.L., Paine, R.J., 1985: Mixing height uncertainties. *Proc. 7th AMS Symp. Turb. & Diff.*, Boulder, 82-85.
- Héver, A., 2014: Az alacsonyszintű jetek vizsgálata Budapest Liszt Ferenc Nemzetközi repülőtéren, Diplomamunka, Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológiai Tanszék, Budapest (témavezetők: Kardos Péter, Gyöngyösi András Zénó), 73 p.
- Hoch, Cs., 2012: A planetáris határréteg magasságának meghatározása rádiószondás, radiométeres és windprofileres adatok alapján, Szakdolgozat, Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológiai Tanszék, Budapest (témavezető: Breuer Hajnalka), 43 p.
- Istenes, Z., Bottyán, Z., Gyöngyösi, A. Z., Weidinger, T., Tuba, Z., Hadobács, K., Balczó, M., Varga, A., Szabó, Z., 2013: Development of a Hungarian meteorological UAV system: instrumentation, test flights. *EMS Annual Meeting Abstracts 10*, EMS2013-712, 2013 13th EMS / 11th ECAM.
- Kaimal, J.C. and Finnigen, J.J., 1994: Atmospheric Boundary Layer Flows: Their Structure and Measurement, New York, *Oxford University Press*. 286 p.
- Kovács, R., 2002: A keveredési rétegvastagság számítása az új magyar transzmissziós szabványban, Diplomamunka, Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológiai Tanszék, Budapest (témavezető: Dr. Baranka Györgyi), 72 p.
- Laza, B., 2012: A szimulált planetáris határréteg magasság érzékenysége a HUNSODA és MARTHA talajadatbázisok használatára, Diplomamunka, Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológiai Tanszék, Budapest (témavezetők: Dr. habil. Ács Ferenc, Breuer Hajnalka), 54 p.
- Lehmann, V., 2010: Use of radar wind profilers in operational networks, *Deutscher Wetterdienst*, Lindenberg, 1-24.

- Leventidou, E., Zanis, P., Balis, D., Giannakaki, E., Pytharoulis, I., Amiridis, V.: Factors affecting the comparisons of planetary boundary layer height retrievals from CALIPSO, ECMWF and radiosondes over Thessaloniki, Greece. *Atmospheric Environment*, 74, 360-366.
- Mészáros, R., *Meteorológiai műszerek és mérőrendszerek*, 2013, ELTE TTK Földrajz- és Földtudományi Intézet, Budapest, 211 p.
- OFCM: Working Group for Profiler Systems, 1998: U. S. Wind Profilers: A Review: Chapter 2: Wind profiler theory and technology, Washington, 3-13.
- Seibert, P., Beyrich, F., Gryning, S. E., Joffre, S., Rasmussen, A., and Tercier, P., 1997: Mixing height determination for dispersion modelling. COST Action 710 Final Report, 121 p.
- Simó, G., Cuxart, J., Weidinger, T., Gyongyosi, A. Z., Wrenger, B., Istenes, Z., Bottyan, Z., Bozoki, Z., Tatrai, D., Jericevic, A., Matjacic, B., Kiss, M., Jozsa, J., 2015: Field study of the atmospheric boundary layer in the Pannonian plain. *5th International Conference on Meteorology and Climatology of the Mediterranean*. 2–4 March 2015, Istanbul, Turkey
- Sutton, O. G., 1953: *Micrometeorology*. McGraw-Hill, New York, 333
- Stull, R., 1988: *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic Publishers, 666 p.
- Tatrai, D., Nikov, D., Jász, E. Zs., Bozóki, Z., Szabó, G., Weidinger, T., Gyöngyösi, A. Z., Kiss, M., Józsa, J., Simó, G. D., Cuxart J. R., Wrenger, B., and Bottyán, Zs., 2014: Study of surface energy budget and test of a newly developed fast photoacoustic spectroscopy based hygrometer in field campaign Szeged (Hungary). *European Geosciences Union General Assembly 2014*, Vienna Austria, 27 April – 02 May 2014, EGU2014-13345, Z98
- Unger J. és Sümeghy Z., 2002: Környezeti klimatológia. *Szegedi Tudományegyetem Természettudományi Kar Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszék*, 202 p.
- U.S. EPA, 2000: *Meteorological Monitoring Guidance for Regulatory Modeling Applications*, United States Environmental Protection Agency Office of Air and Radiation, New York, 171 p.
- Vogelezang, D. H. P., and A. A. M. Holtslag, 1996: Evaluation and model impacts of alternative boundary-layer height formulations. *Bound.-Layer Meteor.*, 81, 245-269, doi:10.1007/BF02430331
- Weidinger, T., Baranka, Gy. and Bordás, Á., 2008: New Hungarian Transmission Standards and comparison study in mixing height determination. *Időjárás* 112(2), 113–124.
- Weidinger, T., Cuxart, J., Gyongyosi, A. Z., Wrenger, B., Istenes, Z., Bottyan, Z., Simó, G., Tatrai, D., Jericevic, A., Matjacic, B., Kiss, M., Jozsa, J., 2014: An experimental and numerical study of the ABL structure in the Pannonian plain (PABLS13). *21st Symposium on Boundary Layers and Turbulence*. American Meteorological Society. June 09 - 13, 2014. Leeds, United Kingdom

- Wenhardt, T., 2009: Hegyhátsál térségében végzett repülőgépes mérések feldolgozása és elemzése, Diplomamunka, Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológiai Tanszék, Budapest (témavezetők: Dr. Barcza Zoltán, Dr. Haszpra László), 44 p.
- Westwater, E.R., Crewell, S., Mätzler, C. and Cimini, D., 2005: Principles of Surface-based Microwave and Millimeter wave Radiometric Remote Sensing of the Troposphere, *Quaderni Della Società Italiana Di Elettromagnetismo*, Vol. 1, N. 3 Settembre 2005, 50-90.
- Wrenger, B., Bottyan, Zs., Cuxart, J., Gomila, D., Gyongyosi, A. Z., Istenes, Z., Jimenez, M. A., Jozsa, J., Kiss, M., Simó, G., Tatrai, D. and Weidinger, T., 2014: Joint Surface Budget Station, Tethered Balloon and RPAS Campaigns SEABREEZE13 and PABLS13. *ISARRA 2014* is held at Hans Christian Andersen Airport in Odense, Denmark, on May 26 to 28.
- Zilitinkevich, S. S., 1972: On the determination of the height of the Ekman boundary layer. *Boundary-Layer Meteorol.*, 3, 141-145.

Internetes források

- [1] http://www.met.hu/doc/rendezvenyek/metnapok-2014/P01_BironeKircsi.pdf
- [2] <http://www.zivatar.hu/c.php?c=szeged-meteorologiai-allomas-eszlelovel>
- [3] <http://www.wunderground.com/history/>
- [4] <http://www.wetterzentrale.de/topkarten/tkfaxbraar.htm>
- [5] http://www.met.hu/idojaras/aktualis_idojaras/napijelentes/