Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológiai Tanszék

Az AROME modell által előrejelzett planetáris határréteg magasság összevetése rádiószondás mérésekkel

Diplomamunka



Készítette: Csáki András Meteorológus Msc.

Témavezető: Dr. Szintai Balázs Országos Meteorológiai Szolgálat

Tanszéki konzulens: Dr. Weidinger Tamás ELTE Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2013.

Tartalom

Tartalom	2
1. Bevezetés	5
2. A planetáris határréteg	7
2.1. A határréteg felhőzete	8
2.2. Szél a határrétegben	8
2.3. Turbulencia a határrétegben	9
2.4. Taylor-elmélet	10
2.5. A virtuális potenciális hőmérséklet	10
2.6. A planetáris határréteg szerkezete és vastagsága	11
2.6.1. Az átmeneti réteg	13
2.6.2. Stabil (éjszakai) határréteg	13
2.6.3. A felszíni réteg	13
2.7. A planetáris határréteg magasság szerepe a diszperziós modellezésben	14
2.7.1. A turbulens átkeveredési tartomány meghatározása	14
2.7.2. A turbulencia-profilok meghatározása	14
2.7.3. Koncentráció profil kiszámítása	15
3. A planetáris határréteg magassága	15
3.1. Mérési módszerek	15
3.1.1. Rádiószondázás	15
3.1.2. Kötött ballon	15
3.1.3. Toronymérések	16
3.1.4. Repülőgépes mérések	16
3.1.5. Doppler radar, wind profiler	16
3.1.6. LIDAR	17
3.1.7. SODAR	17
3.1.8. RASS	17

3.2. PHR magasság számítási módszerek	17
3.2.1 A turbulens kinetikus energián alapuló módszer	18
3.2.2. Momentum fluxus-módszer	19
3.2.3. Richardson-szám	19
3.2.4. A bulk-Richardson szám	20
3.2.5. A virtuális potenciális hőmérséklet gradiensén alapuló módszer	20
3.2.6. Részecskemódszer	21
4. Az AROME modell PHR magasságának összevetése rádiószonda adatokkal	22
4.1. Az AROME modell rövid leírása	22
4.2. Az adatok összevetése	24
4.2.1. A kutatás menete	24
4.2.1. A verifikáció statisztikai módszerei	25
4.3. Rádiószondás mérések adataiból számított PHR magasság	26
4.4. Az AROME modell által szolgáltatott PHR magasság	28
4.5. Az összevetés eredményei	35
4.5.1. Rádiószonda-állomás szerint	35
4.5.2. Időpont szerint	36
4.5.3. Szinoptikus állomáson mért adatok szerint	38
4.5.4. Összevetés hőmérséklet szerint	38
4.5.5. Összevetés légnyomás szerint	39
4.5.6. Összevetés páratartalom szerint	39
4.5.7. Összevetés egyórás átlag szélsebesség szerint	40
5. A PHR magasság előrejelzése az Országos Meteorológiai Szolgálat operatív me	odelljeiben 41
5.2. A PHR magasság előrejelzések összevetése rádiószondás adatokkal	41
5.3. Adatok összevetése rádiószondázó-állomások szerint	44
5.3.1. Bécs(11035)	44

5.3.2. Budapest(12843)	44
5.3.3. Szeged (12982)	45
5.3.4. Zágráb (14240)	45
5.4. Szinoptikus állomáson mért adatok szerint	46
5.4.1. Hőmérséklet	46
5.4.2. Légnyomás	47
5.4.3. Relatív nedvesség	48
5.5. Az operatív modellek értékelése PHR magasság előrejelzés szempontjából	49
Összefoglalás	50
Köszönetnyilvánítás	52
Irodalomjegyzék	53

1. Bevezetés

A földfelszínhez közeli levegőréteg tulajdonságai nagymértékben eltérnek a légkör más részeitől. A különbségek elsődleges forrása maga a Föld felszínével való érintkezés. A földfelszín a légkör alsóhatároló felülete, az itt létrejövő transzportfolyamatok alakítják a planetáris határréteget, a légkör alsó 100–3000 méteres rétegét (*Stull, 2009*). A legtöbb ember számára ebben a "vékony rétegben" megfigyelt légköri folyamatok jelentik az időjárás egészét. A határréteg, de elsősorban a konvektív határréteg, felső határoló felülete nem egy jól definiált felület, leginkább úgy képzelhető el, mint a forrásban lévő víz felszíne (1. ábra).



1. ábra. Konvektív feláramlások a nappali határrétegben (http://www.mmm.ucar.edu/applications/les/les.php).

Emiatt nem egyértelmű, hogy hogyan kell mérni a planetáris határréteg (továbbiakban a PHR) magasságát. Sokféle mérési módszer és még több számítási metódus létezik (*Seibert et al., 1998*). A PHR magasság előrejelzése numerikus modellek segítségével lehetséges. Diplomamunkámban az AROME modell (Application of Research to Operationsat Mesoscal E), a WRF modell (Weather Research And Forecasting Model) és az ECMWF modell (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts)¹ PHR magasság modellváltozóját vizsgálom. A modelleredményeket összehasonlítom a rádiószondás felszállások adatokból számolt határréteg magasságokkal.

¹ AROME - Mezoskálán futó kutató alkalmazás, ECMWF - Európai Középtávú Időjárás-előrejelző Központ, WRF - Időjárás kutató és előrejelző modell.

A planetáris határréteg magasságvizsgálata fontos feladat a numerikus diszperziós terjedési modellek miatt is. Ezek a modellek, mint például az AERMOD (*http://www.epa.gov/scram001/dispersion_prefrec.htm*), a Flexpart (*http://transport.nilu.no/flexpart*), vagy a Chimere (*http://www.lmd.polytechnique.fr/chimere/*) nem csupán a PHR magasságát, hanem annak várható hibáját is igénylik, mint bemenő modellváltozót.

Dolgozatomat a PHR alapvető tulajdonságainak bemutatásával kezdem, majd a mérési és számítási módszereket ismertetem (2–3. fejezet). Ezt követően a 4. fejezetben bemutatom az AROME-modellt és felhasználását PHR magasság meghatározásához. Ezután összevetem az AROME modell eredményeit rádiószondás felszállásokból számolt PHR magasságokkal. A 5. fejezet tartalmazza az AROME, az ECMWF és a WRF modell PHR magasság eredményeinek összevetését rádiószonda felszállásokkal. Munkámat összefoglalóval zárom.

Az elvégzett munka segíti az OMSZ modelleredményeire támaszkodó, a napi gyakorlat számára használható PHR magassági adatbázis előállítását és ellenőrzését.

2. A planetáris határréteg

A planetáris határréteg magasság vizsgálatához ismernünk kell a határréteg tulajdonságait, az ott lejátszódó folyamatokat. A fejezet rövid leírást ad a planetáris határrétegről, különös tekintettel a turbulens folyamatokra, amelyek alapvetően befolyásolják a PHR magasságát.

A troposzférában zajlik csaknem az összes fontosabb meteorológiai esemény. A troposzféra a földfelszíntől körülbelül 11 km magasságig húzódó réteg, de csupán az alsó néhány km-es részén érezhető a felszín hatása. A legfontosabb transzportfolyamatok az alsó 100–3000 méter vastagságú planetáris határrétegben zajlanak. E felett helyezkedik el a szabadlégkör, ahol a súrlódás már másodlagos (*Czelnai*, 1995).

A határréteg tehát közvetlen összeköttetésben áll a talajfelszínnel. A talaj mechanikus és termikus kényszerhatásai órás vagy kisebb időskálájú folyamatokkal változtatják meg a PHR tulajdonságait. A planetáris határréteg közérthető és kézzelfogható definíció szerint: a légkör azon rétege, ahol a földfelszín hatása (súrlódás, evaporáció, transpiráció, hőcsere, szennyezőanyag-kibocsátás, orográfiai hatások) a szabadlégkör hatásával összemérhető módon befolyásolja a réteg tulajdonságait és az abban lejátszódó folyamatokat (*Stull, 2009*).

A planetáris határréteg magassága időben és térben is erősen változik néhány száz métertől akár 3000 m-es magasságig. Az időbeli változékonyság szemléltetésére tekintsük a 2. ábrán látható négy napos hőmérsékleti görbét földközelben és 1100 m-es magasságon.



2. ábra. Hőmérséklet mérések a földfelszínen és 1100m magasságban (Stull, 2009 nyomán).

A 2. ábra szerint a talajközeli réteg hőmérséklete gyorsan és nagymértékben változik, míg nagyobb magasságban lassan és kisebb mértékben. A szabadlégkör hőmérsékletére már

nem jellemző a napi menet. A felszínközeli gyors változásokra nem a napsugárzás, hanem a talajfelszín hőháztartása ad magyarázatot. A napfény szinte elnyelődés nélkül hatol át a planetáris határrétegen, melegíti a talajt, ami hőátadással és hosszúhullámú kisugárzással melegíti a felette lévő légréteget (*Stull, 2009*).

A turbulencia jellemző folyamata a planetáris határrétegnek, itt fejlődik a mechanikus turbulencia, s innen indul a talaj hőátadása révén a konvekció.

2.1. A határréteg felhőzete

A tudományos művekben (*Terra, 2003*; *Ungureanu et al., 2009*) három jellegzetes felhőfajtát említenek a PHR-rel kapcsolatban. Az egyik a szép idő cumulus, ami olyannyira kapcsolódik a PHR-hez, hogy a határréteg modellezése nélkül előrejelzésük sem megoldható. A második felhőfajta a stratocumulus, amely réteges gomolyfelhő. A harmadik jellegzetes felhőtípus a cumulonimbus, ami egy pillanat alatt meg tudja változtatni a PHR csaknem minden tulajdonságát. Erre gyakorlati példákat is fogunk látni a későbbiekben.

2.2. Szél a határrétegben

A szélmezőt három összetevőre bonthatjuk: alapáramlás, hullámmozgások és a turbulencia (lásd 3. ábra).



3. ábra. *Az alapáramlás (a), a hullámok (b), és a turbulencia (c) a szélsebesség idősorban (Stull, 2009).*

A szélmező mindhárom összetevője előfordul a PHR-ben. A nedvesség, a hő és a szennyezőanyagok szállítását horizontálisan az alapáramlás (advekció), vertikálisan a

turbulencia okozza. A jellemző horizontális sebesség 2–10 m/s, míg az alapáramlás vertikális összetevője néhány mm/s, vagy cm/s (*Stull, 2009*). A súrlódás csak a földközelben jelentős. A hullámmozgások leginkább éjszaka fordulnak elő a PHR-ben, a hő-, nedvesség-és szennyezőanyag-szállításuk csak kismértékű, ellenben nagy momentumot és energiát hordoznak. A hullámmozgásokat leggyakrabban helyi folyamatok keltik, mint például a szélnyírás, az akadályon átkelő levegő, de távolabbi folyamatok is létrehozhatják, mint a zivatarok vagy egy robbanás. A határrétegen kívül turbulenciával erős szélnyírási zónákban találkozunk (pl. konvektív felhők, futóáramlások). A légköri hullámmozgások és a turbulencia vizsgálatánál a meteorológiai állapotjelzőket felbontjuk átlagos és perturbált részre. Az átlagérték az alapáramlást, a perturbált rész a turbulenciát és/vagy a hullámmozgásokat reprezentálja; ezek szuperpozíciója a tényleges, mérhető szél.

2.3. Turbulencia a határrétegben

A turbulenciára mint az alapáramlásra rakódó eltérő skálájú örvényekre gondolhatunk. A különböző méretű örvények relatív erőssége alkotja a turbulencia spektrumát. A turbulencia jelentős része a felszín kényszereiből származik, gondoljunk csak a termikek kialakulására, vagy a súrlódás által keltett örvényekre. A határrétegben előforduló legnagyobb örvények átmérője 100–3000 méter, alakjuk fekvő ellipszis, és az előbb említett kényszerek keltik őket. A kisebb – különböző orografikus akadályokon keletkező – örvények elősegítik a nagyobb örvények fejlődését. A legkisebb, milliméteres méretű örvények hatása csekély, hiszen már a molekuláris viszkozitás méretskálájába esnek és energiájuk hamar disszipálódik (hőmozgássá alakul). Ez a homogén és izotrop turbulencia "birodalma".

Az egész troposzféra válaszol a talajfelszín által meghatározott kényszerekre, de ez a válasz a PHR-en kívül több mint egy órás késéssel jelentkezik (*Stull, 2009*). A turbulencia több nagyságrenddel hatékonyabb transzport folyamat, mint a molekuláris diffúzió. A turbulencia felelős azért, hogy a határréteg gyorsan válaszol a földfelszín kényszereire.

A planetáris határrétegben történő "Ekman-pumpálás" a határrétegből a szabadlégkör felé irányuló függőleges áramlás, melynek erőssége a geosztrófikus örvényességgel arányos. A felfelé áramláshoz ciklonális, a lefelé áramláshoz anticiklonális örvényesség tartozik. Ezért mondhatjuk azt, hogy ezek a képződmények az Ekman-pumpálás következményei (*Tél*, 2003). Az áramlások konvergenciát illetve divergenciát okoznak, s így csökkentik a ciklonok és az anticiklonok geosztrófikus örvényességét (*Götz és Rákóczi*, 1981).

2.4. Taylor-elmélet

Habár szeretnénk ismerni a határréteg örvényeinek méreteit és sebességét, mégsem tudjuk egyszerűen megjeleníteni őket, hiszen láthatatlanok számunkra. Ahelyett, hogy egy nagy terület adatait vizsgálnánk egy adott pillanatban, könnyebb, ha adott pont állapotát figyeljük meg hosszabb időn keresztül. 1938-ban G.I. Taylor azt javasolta, hogy egyes esetekben a turbulenciát tekintsék "megfagyottnak" ahogy elhalad a szenzor előtt, így a szélsebesség közvetlenül felhasználható a turbulenciát alkotó legnagyobb örvények mérésére. A turbulencia a valóságban nem "fagy meg", így Taylor elmélete csak olyan esetekben alkalmazható, amikor az örvények lassabban fejlődik ki, mint ahogy a szenzor előtt elhaladnak (*Taylor, 1938; Powel és Elderkin, 1974*).

2.5. A virtuális potenciális hőmérséklet

A virtuális potenciális hőmérséklet a leggyakoribb mérőszám a nedves levegő hőmérsékletének jellemzésére a határréteg folyamataiban. A virtuális hőmérséklet az a hőmérséklet, amelyet a száraz levegő felvenne, ha sűrűsége megegyezne a vizsgált, nedves levegő sűrűségével. Képlete:

$$T_{v} = T \cdot (1 + 0.608r)$$
,

ahol *T* a hőmérséklet, T_v a virtuális hőmérséklet *r* a levegő vízgőz keverési aránya (*Götz és Rákóczi*, 1981). A potenciális hőmérséklet az a hőmérséklet, amit a levegő felvenne, ha száraz adiabatikus folyamattal az 1000 hPa-szintre szállítanánk. Képlete:

$$\boldsymbol{\varTheta} = T \cdot \left(\frac{p_0}{p}\right)^{\frac{R}{c_p}},$$

ahol θ a potenciális hőmérséklet, $p_0 = 1000$ hPa, p a nyomás a vizsgált szinten, R a specifikus gázállandó, c_p a levegő állandó nyomáson vett fajhője (*Götz és Rákóczi, 1981*). Ha kiszámítjuk a virtuális hőmérsékletet, majd vesszük ennek a potenciális hőmérsékletét, megkapjuk a virtuális potenciális hőmérsékletet.

2.6. A planetáris határréteg szerkezete és vastagsága

Az óceán feletti planetáris határréteg vastagsága – a tenger felső rétegének nagyfokú átkeveredése miatt – térben és időben lassan változik. Ezt a változást a szinoptikus és mezoskálájú folyamatok okozzák (*Stage és Weller*, *1986*).

Szárazföldek feletti frontmentes anticiklonális időjárási helyzetben a PHR napi menetét és szerkezetét a 4. ábra szemlélteti.



4. ábra. A planetáris határréteg szerkezete (Stull, 2009 nyomán).

Jól felismerhető a nappali konvektív határréteg, a stabil éjszakai határréteg és a felette levő átmeneti réteg. A felszínközeli réteg a PHR alsó 5–10%-a, ahol a turbulens áramok állandóságával számolunk. Ez egy közelítés, ami a valóságban szigorúan véve nem teljesül.

A konvektív határréteg a meleg felszínről szállítja a hőt a hideg felhőréteg felé. Ez a folyamat generálja a termikeket, és a PHR felső részén kialakuló felhőréteget, ami hidegebb, mint környezete. Ez és a felhőréteg kisugárzása (további hővesztesége) süllyedésre készteti a levegőt, ami erősíti a konvektív határrétegben a hő, a nedvesség és a momentum hatékony átkeveredését, ami a magassággal természetesen csökken. A konvekció mellett a szélnyírás is turbulenciát okoz. A felhőmentes területeken a napsugárzás hatására melegedő földfelszín idézi elő a határréteg vastagodását. Már fél órás napsütés is elindíthatja a folyamatot. A konvektív réteg maximumát késő délután éri el. A virtuális potenciális hőmérséklet profilja közel adiabatikus (alig változik a magassággal) a konvektív határréteg közepén. Erre láthatunk egy példát az 5. ábrán.



5. ábra. Virtuális potenciális hőmérséklet (Rádiószondás felszállás, Belgrád, 2011. 06. 12. 12 UTC).

A konvektív határréteg felső részén egy stabil réteg helyezkedik el, amelyet beszívási zónának hívunk. Ha ez a réteg elég erős ahhoz, hogy hőmérsékleti inverziót hozzon létre, akkor inverziós rétegnek hívjuk. A PHR tetején elhelyezkedő beszívási zóna biztosítja a turbulens PHR-beli levegő bekeveredését a szabad troposzférába. A szél erőssége közel logaritmikusan változik a magassággal (szubgeosztrófikus), s a PHR tetején már az izobárokkal csaknem párhuzamos. Adott bárikus gradiens esetén a felszíntől emelkedve a szélsebesség (V) növekszik, míg a geosztrófikus áramláshoz (a 6. ábrán U) mért eltérítési szög csökken. Ha egy adott felszíni pontból nézzük ezt a hatást, spirális elrendezést figyelhetünk meg, ez az Ekman-spirál, a szél a magassággal jobbra fordul (6. ábra). A termikek a nap folyamán egyre nagyobbak lesznek, s a legnagyobbak elérhetik az emelt kondenzációs szintet (LCL – lifted condensation level).



6. ábra. Az Ekman-spirál (http://apollo.lsc.vsc.edu/classes/met455/notes/section7/2.html nyomán).

2.6.1. Az átmeneti réteg

Napnyugta előtt fél órával már nem alakulnak ki termikek, így a turbulencia megszűnik a korábban jól átkevert konvektív határrétegben. Az újonnan megszülető stabil határréteg feletti réteget hívjuk átmeneti rétegnek (néhány helyen: megmaradási rétegnek). Ez a réteg konzerválja a korábbi konvektív határréteg állapothatározóit és a nyomanyagok koncentrációját. Az inaktív anyagok, például a vízgőz koncentrációja, ezért itt alig különbözik az előző napi értékektől. A kémiai reakciók azonban tovább folynak az éjszakai átmeneti rétegben megváltoztatva annak összetételét. Napkeltekor ismét beindulnak a fotokémiai reakciók (pl. NO–NO_x–O₃ reakciók).

A virtuális potenciális hőmérséklet lassan csökken a kisugárzási hőveszteség miatt az éjszaka folyamán. Az átmeneti réteg és a földfelszín között nincs direkt kapcsolat, a stabil éjszakai réteg választja el őket.

2.6.2. Stabil (éjszakai) határréteg

Az éjszaka előrehaladtával stabil, éjszakai határréteg alakul ki az átmeneti rétegből, ami stabil hőmérsékleti rétegződésű, és csak szórványosan tartalmaz turbulens örvényeket. Az alacsonyszintű (szupergeosztrófikus) jet-ek e réteg tetején alakulnak ki általában ott, ahol a súrlódás hatása megszűnik (*Shapiro és Fedorovich, 2010*). A fizikai ok a nyomási gradiens erő és a Coriolis-erő egyensúlytalansága miatt fellépő tehetetlenségi oszcilláció. Az alacsonyszintű jet térségében erős a vertikális szélnyírás, s létrejöhet az az érdekes jelenség, hogy a turbulencia (súrlódás) hiánya miatt kialakuló áramlás generál turbulenciát. A stabil éjszakai határréteg teteje kevésbé határozott, mint a konvektív határrétegé. A szennyezőanyagok horizontálisan gyorsan, vertikálisan lassan szállítódnak. Stabil határréteg kialakulhat nappal is, amennyiben a felszín hidegebb, mint a felette elhelyezkedő levegő.

2.6.3. A felszíni réteg

A felszíni réteg a határréteg alján helyezkedik el, ahol a turbulens fluxusok függőleges irányban legfeljebb 10%-os változékonyságot mutatnak (*Stull*, 2009). A felszíni réteg legalsó néhány milliméterén a lamináris hártyát találjuk, ahol nem fordul elő turbulencia. Ezt követi egy szintén vékony átmeneti réteg, ahol mind a molekuláris, mind a turbulens diffúzó jelentős. Ezt a vertikális szerkezetet a Reynolds-szám vertikális profilja jelöli ki (*Shingai és Kawamura*, 2002).

2.7. A planetáris határréteg magasság szerepe a diszperziós modellezésben

Az átkeveredési magasság (vagy keveredési rétegvastagság, esetleg PHR magasság) alapvető paraméter a turbulens diffúzión alapuló szennyezőanyag-terjedési modellek számára. Ez érthető, hiszen

- a) meg kell határozni a réteget, ahol a turbulens átkeveredés zajlik,
- b) elő kell állítani a turbulenciához köthető változók vertikális profiljait, valamint
- c) a szennyezőanyag profilok meghatározásához tudnunk kell az állapothatározók értékeit a PHR alsó és felső határán (*Seibert et al.*, *1998*).

2.7.1. A turbulens átkeveredési tartomány meghatározása

Az analitikai diszperziós (Gauss-típusú) modellek alapfelvetése, hogy a turbulencia csak a földközelben jelentős, az afeletti rétegekben már nem fontos. Ennek a rétegnek a magasságát gyakran átkeveredési magasságnak hívjuk, függetlenül attól, hogy az idekerülő szennyezőanyagok milyen gyorsan keverednek át a rétegben. Ezek a stacionárius terjedési modellek nem alkalmasak a változó határréteg-vastagság szimulálására. Nem alkalmazhatók a modellek akkor sem, ha a szennyezőanyag az átkeveredési magasság alatt orografikus akadályokkal ütközik. A Gauss-típusú modellek másik problémája a szennyezőanyag-felhő emelkedésével kapcsolatos. Ez azért probléma, mert annak ellenére, hogy a szennyezőanyag-felhő az átkeveredési rétegben található, idővel szükségszerűen emelkedni fog (*Seibert et al., 1997; Sriram et al., 2006; Kukkonenet al., 2012*).

A Lagrange-féle modellek követik a szennyezőanyag felhő útvonalát (pl. mozgó rácshálózat alkalmazásával), és a trajektória mentén szimulálják a kibocsátás, a diszperzió, a száraz és nedves ülepedés, a kémiai folyamatok, és a radioaktív bomlás hatásait. A legtöbb modell vertikálisan is felosztja az átkeveredési réteget: több változó vastagságú alréteget használ. A jobb felosztás miatt ezek a modellek már pontosabban leírják a PHR transzport folyamatait (*Seibert et al., 1998; Lagzi et al., 2004*).

2.7.2. A turbulencia-profilok meghatározása

A fejlett diszperziós modellek már figyelembe veszik az átkeveredési réteg inhomogén turbulencia viszonyait. Néhány modell külön sémát alkalmaz a felszínközeli rétegre és az átkeveredési réteg magasabb rétegeire (*Kukkonen et al., 2012*).

2.7.3. Koncentráció profil kiszámítása

Sok terjedési modell lehetővé teszi, hogy a szennyező anyag felhő "visszaverődjön" a keveredési réteg határfelületeiről. A klasszikus Gauss-típusú modelleknél ezt virtuális szennyezőanyag forrásokkal oldják meg. Minden esetben ismerni kell a határréteg magasságát (*Seibert et al.*, *1998*).

3. A planetáris határréteg magassága

A PHR magasság meghatározására számos módszer létezik. A harmadik fejezetben bemutatom a PHR magasság mérésére szolgáló eszközöket és a mérési adatok feldolgozására szolgáló számítási eljárásokat.

3.1. Mérési módszerek

Tekintsük át a PHR magasság meghatározásához használatos főbb mérési módszereket. Alapvetően légköri profil adatokra épülő és direkt mérések használatosak a PHR magasság meghatározására.

3.1.1. Rádiószondázás

A rádiószondázás a legalapvetőbb profilmérési módszer. Mind térben, mind időben jól működő, nagy sűrűségű mérőhálózattal rendelkezünk (hozzávetőlegesen 900 állomás a Földön). A méréseket széles körben alkalmazzák, s folyamatosan ellenőrzik a meteorológiai szolgálatok, illetve a nagy előrejelző központok. A módszer hátránya, hogy csak a szinoptikus főterminusokban, leginkább 12 és 00 UTC-kor történnek a felszállások, amelyek nem teszik lehetővé tetszőleges időpontban a profilok meghatározását. A PHR magasság becslése rádiószondás adatokból nagy bizonytalanságot tartalmazhat. Probléma, hogy általában kevés mérési adatot szolgáltatnak a PHR-ben (3000 m-ig 15–20 magassági pont adatait tartalmazzák). Problémát jelent, hogy a stabil éjszakai határrétegben nincs minden esetben jól működő séma a profiladatokból történő határréteg számításra. Ezt látjuk majd az adatok elemzésénél is.

3.1.2. Kötött ballon

A rögzített ballon egy olyan héliummal töltött léggömb, amelyen meteorológiai műszereket helyeznek el. Kötéllel rögzítik a földhöz, és a kívánt időpontban engedik fel meghatározott mérési rend szerint. A rögzített ballonok alkalmasabbak lennének a rádiószondánál a PHR vizsgálatához, azonban nincs egységes mérőhálózatuk (csak eseti expedíciós mérések folynak), és általában az alsó 500 méterről szolgáltatnak adatokat. Nehezen kivitelezhető a különböző földrajzi helyeken történő egyidejű mérés és az adatok sem standardizáltak, mint a rádiószondás mérések esetében.

3.1.3. Toronymérések

Egy magas fém vagy betonépítésű mérőtornyon (lehet telekommunikációs torony is, mint pl. a hazai hegyhátsáli mérőtorony) különböző magasságban helyezik el a szenzorokat. Az adatokat folyamatosan rögzítik. Előnye, hogy sokféle érzékelőt alkalmazhatunk, jó felbontású méréseket végezhetünk nagy időbeli sűrűséggel. Hátránya a jelentős telepítési és működési költség, valamint a torony mérete. Legfeljebb a légkör alsó 300 méteréről szolgáltatnak információt, de általában 100 m körüli mérőtornyokat alkalmaznak. Példaként három ismert magas tornyot említünk Európából. Ezek a holland Cabauw torony (*http://www.knmi.nl/kodac/ground_based_observations_climate/cabauw.html*), a Német Meteorológiai Szolgálat által üzemeltetett Lindenbergi Assmann Obszervatórium 99 m-es tornya (*http://www.eol.ucar.edu/projects/ceop/dm/insitu/sites/baltex/lindenberg/falkenberg/*) és a magyarországi hegyhátsáli torony, ahol a fő cél az üvegházhatású gázok profil és fluxus-mérése (*http://www.met.hu/levegokornyezet/hatterszennyezettseg/merohalozat/hegyhatsal/*).

3.1.4. Repülőgépes mérések

A személyzettel ellátott, vagy pilótanélküli repülőgépre (UAV – Unmanned Aerial Vehicle, azaz pilótanélküli légi jármű) is telepíthetünk meteorológiai szenzorokat és repülés közben is rögzíthetjük az adatokat (*Bonin et al., 2013; Szabó et al., 2013*). Előnye, hogy sokféle mérés végezhető, viszonylag nagy térskálán. Hátránya, hogy nagyon drága, lényegében csak nappal alkalmazható, és a légkör alsó részében végzett repülések veszélyesek (*Wenhardt, 2009*).

3.1.5. Doppler radar, wind profiler

Meteorológiai radarokat széles körben alkalmaznak csapadéktevékenység követésére, ám speciális beállításokkal egyéb célokra is alkalmasak, felhasználhatók például a PHR magasságának meghatározásához. A wind profiler egy adott irányba sugárzó doppler radar. Előnye, hogy repülőgépen és talajról is használható és folytonos működésű. Hátránya a magas telepítési költség, továbbá az, hogy kis hatótávolságon nem használható (200 m), vertikális felbontása korlátozott és kis aeroszol koncentráció esetén nem tud mérni. A Magyarországon működő wind profilerek sajnos nem alkalmasak közvetlenül a PHR magasság mérésére.

3.1.6. LIDAR

A LIDAR lézersugarakat kibocsátó eszköz, amely a visszaverődés idejéből számítja ki a bemért tárgy távolságát és sebességét. Előnye, hogy repülőgépre és talajra is telepíthető, valamint a nagy sűrűségű mérési mintavétel. Hátránya a magas költség, a korlátozott vertikális felbontás, valamint hogy biztonsági okokból nem működtethető folyamatosan és aeroszol hiányában nem képes meghatározni a PHR magasságát (*Verőné Woitaszek, 2010*).

3.1.7. SODAR

A SODAR által kiadott hallható rövid hangimpulzusok a légkör különböző magasságban áramló levegő rétegeiről eltérő időtartam alatt verődnek vissza. Előnye, hogy viszonylag olcsó, automatikusan működtethető, nagy felbontású. Hátránya a kis hatótávolság (maximum 1000 m) és az érzékenység a környezeti zajokra.

3.1.8. RASS

A RASS (Radio Acustic Sounding System, magyarul: rádió-akusztikus szondázó berendezés) egy wind profiler és SODAR együttes alkalmazása. A SODAR által kibocsátott hanghullámok apró perturbációkat okoznak a légkör örvényeiben. Ennek a perturbációnak a mérését oldja meg a wind profiler, így pontosabb képet alkothatunk a szélmezőről és a turbulens örvényekről. (*Angevine*, 1997). Magyarországon Szegeden működik RASS állomás

3.2. PHR magasság számítási módszerek

A planetáris határréteg magasságának meghatározására sokféle számítási módszert ismerünk. Tekintsük át a legfontosabbakat!

3.2.1 A turbulens kinetikus energián alapuló módszer

A turbulens kinetikus energia (továbbiakban TKE) egyenlete a turbulenciát generáló fizikai folyamatokat írja le. E folyamatok határozzák meg, hogy egy áramlás turbulensé válik-e, vagy ha már turbulens, akkor hogyan fejlődik, megmarad-e annak. A TKE képlete:

$$\bar{e} = \frac{1}{2} \left(\overline{u^{2}} + \overline{v^{2}} + \overline{w^{2}} \right),$$

ahol *e* a turbulens kinetikus energia, *u*,*v*,*w* a három szélkomponens értéke. A felső vessző a fluktuációt, a felülvonás az átlagolást jelöli. A TKE időbeli változása (*Stull, 2009*):

$$\frac{\partial \bar{e}}{\partial t} + \bar{U}_{j} \frac{\partial \bar{e}}{\partial x_{j}} = +\delta_{i3} \frac{g}{\bar{\theta}_{v}} (\bar{u}_{i}' \theta_{v}') - \bar{u}_{i}' u_{j}' \frac{\partial \bar{U}_{i}}{\partial x_{j}} - \frac{(\bar{u}_{j}' \bar{e})}{\partial x_{j}} - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial (\bar{u}_{i}' \bar{p}')}{\partial x_{i}} - \varepsilon .$$
I. II. III. IV. V. VI. VII.

Az egyenletben *U* a szélsebesség, θ_v a virtuális potenciális hőmérséklet, *p* a nyomás, ρ a levegő sűrűsége, *g* a nehézségi gyorsulás. A δ_{ij} a Kronecker-delta szimbólum, értéke1, ha i = j, és 0, ha $i \neq j$. Az egyenlet a következő tagokból áll:

- I: a TKE tendenciája,
- II. a TKE advekciója az alapáramlással,
- III. a felhajtóerő jellemzésére szolgáló tag, ha pozitív, az instabilitás turbulenciát generál,
- IV. nyírási tag (a szélnyírás turbulenciát generál),
- V. a TKE turbulens transzportja,
- VI. nyomás korrelációs tag,
- VII. disszipációs tag.

A PHR magasság meghatározás az AROME modellben TKE vertikális profilja alapján történik: ahol a felszíni TKE érték 0,01 m²/s²-re csökken, ott lesz a PHR magassága (7. ábra). Fontos megemlíteni, hogy ennél a módszernél gyakran nagyon alacsony PHR magasság értékek adódnak, ha nem szűrjük ki a vizsgálat elején az alsó néhány szintre vetített értékeket. Lehetséges még a talajközeli TKE értékéhez viszonyítva is megállapítani a PHR magasságot, ez általában ott van, ahol eléri a z = 0 szint TKE értékének a 5%-át (*Stull, 2009; Szintai, 2010*).



7. ábra. A turbulens kinetikus energia vertikális profilja (idealizált labilis eset).

3.2.2. Momentum fluxus-módszer

A momentum fluxus felírható a következő egyenlettel (Stull, 2009):

$$\frac{\partial(\overline{u}\cdot\overline{w}\cdot\overline{v})}{\partial t} = -\frac{\overline{w}\cdot\overline{z}}{\partial z} - \frac{\partial(\overline{u}\cdot\overline{w}\cdot\overline{w}\cdot\overline{v})}{\partial z} + \frac{g\overline{u}\cdot\overline{\theta}_{v}}{\overline{\theta}_{v}} + \frac{\overline{p}\cdot}{\overline{p}}\left(\frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x}\right) - 2\varepsilon_{uw}$$
I. II. III. IV. V VI:

Az egyenlet a következő tagokból áll:

- I: a momentum fluxus,
- II. a szélnyírás,
- III. a turbulens diffúzió,
- IV. a felhajtó erő generálta feláramlási tag,
- V. a nyomási fluktuációból származó adaléktag,

VI. a molekuláris viszkozitásból származó disszipációs tag.

Az AROME modell kiszámítja a momentum fluxus profilját és a talajon vett értékekét hasonlítja össze a magasabb szintekkel. Ahol a momentum fluxus a felszíni értékének 5%-ára csökken, ott lesz a modellbeli PHR magasság (*Szintai*, 2010).

3.2.3. Richardson-szám

A Richardson szám egy dimenzió nélküli mennyiség, amelyet széles körűen alkalmaznak a turbulencia leírására, valamint a turbulens és nem turbulens áramlások elkülönítésre.

$$R_f = \frac{\frac{g}{\overline{\theta_v}} \overline{w' \theta'_v}}{\overline{u' w'} \frac{\partial U}{\partial z} + \overline{v' w'} \frac{\partial V}{\partial z}},$$

ahol U és V horizontális szélkomponensek, u', v', w' perturbációs szélkomponensek, g a nehézségi gyorsulás, θ_v a virtuális potenciális hőmérséklet, z a tengerszint feletti magasság. A határszám, ami alatt az áramlás turbulens: 1. Megjegyezzük, hogy a módszer segítségével könnyen megállapítható, hogy egy lamináris áramlás mikor válik turbulenssé, de ennek a fordítottja már nehézkes (*Seibert et al.*, 1998; Stull, 2009; Szintai, 2010).

3.2.4. A bulk-Richardson szám

A bulk-Richardson számot direkt PHR magasság vizsgálatára alkalmazzák az eredeti összefüggés véges különbséges változataként. A PHR magasság meghatározásához általában a határszám ((Ri_b)_k) 0,33 stabil és 0,22 az instabil helyzetekben.

$$Ri_{b} = \frac{gz(\theta_{v,z} - \theta_{v,surf})}{\overline{\theta_{v}(U_{z}^{2} + V_{z}^{2})}},$$

ahol $\theta_{v, surf}$ a felszín közeli réteg virtuális potenciális hőmérséklete, U_z , V_z a szélkomponensek *h* magasságon. A számítások során adott magassági lépcsőnként haladunk felfelé, s azt vizsgáljuk, hogy elértük-e a kritikus $(Ri_b)_k$ értéket.

3.2.5. A virtuális potenciális hőmérséklet gradiensén alapuló módszer

A virtuális potenciális hőmérséklet vertikális profiljából meghatározható a gradiense, azaz a magasság szerinti deriváltja. A gradienst vizsgálva egy bizonyos határszám alatt az áramlást turbulensnek, felette nem turbulensnek fogadjuk el. A számítás során adott magassági lépcsőnként felfelé haladva, vizsgáljuk, hogy mikor értük el egy előre meghatározott kritikus gradiens értéket. Ezen módszer leginkább éjszakai és/vagy hideg helyzetekben működik. A rádiószonda méréseit tanulmányozva, ebben a vizsgálatban a 0,6 K°/100 m-es gradiensnél állapítottam meg ezt a határszámot (*Seibert et al., 1998; Stull, 2009; Szintai, 2010*).

3.2.6. Részecskemódszer

A perturbált részecskére ható nehézségi és nyomási gradiens erő eredőjét vizsgálva kiderül, hogy a vizsgált részecske és a környezete hőmérsékletkülönbségét kell figyelembe vennünk. Ugyanis:

$$\rho' V' \frac{\mathrm{d}w}{\mathrm{d}t} = \rho V' g - \rho' V' g = \left(\rho V' - \rho' V'\right) g,$$

ahol ρ a sűrűség, V a térfogat, w a vertikális sebesség. A fenti egyenletet átalakítva kapjuk a jól ismert összefüggést a vertikális gyorsulásra:

$$\frac{\mathrm{d}\,w}{\mathrm{d}\,t} = \frac{\rho - \rho'}{\rho'}\,g\,,$$

ami az állapotegyenlet figyelembevételével:

$$\frac{dw}{dt} = \frac{T - T'}{T'}g$$

Tehát a vizsgált légkör:

stabilis, ha T > T' (azaz a légrész hidegebb a környezeténél);

indifferens, ha T = T' (azaz a légrész hőmérséklete megegyezik környezetével);

instabil, ha T < T' (azaz a légrész melegebb a környezeténél) (*Götz*, 1981; Wenhardt, 2009).

A gyakorlatban a virtuális potenciális hőmérséklet profilján megkeressük, melyik az az első magassági szint, ahol a profil felveszi a földfelszínen vett értéket.(lásd 8. ábra)



8. ábra. A részecskemódszer sematikus vázlata (Seibert et al., 1998).

4. Az AROME modell PHR magasságának összevetése rádiószonda adatokkal

Ebben a fejezetben bemutatom az AROME modellt, és összevetem az általa meghatározott PHR magasság értékeket a rádiószonda-felszállásokból számolt magassággal.

4.1. Az AROME modell rövid leírása

Az AROME modell mezoskálájú, nem hidrosztatikus numerikus időjárás-előrejelző modell, amely fejlett parametrizációs csomaggal rendelkezik. Az AROME projekt 2000-ben indult a Meteo-France-ban. A fő cél egy ultrarövid távú előrejelzések készítésére alkalmas korlátos tartományú, nagy felbontású modell kifejlesztése volt. 2002-ben az ALADIN nemhidrosztatikus dinamikáján és a Meso-NH (Mesoscale Non Hidrostatic model)² fizikai parametrizációs csomagján alapuló modellt kezdtek fejleszteni (9.ábra). Jelenleg az ALADIN/ARPEGE és a Meso-NH modelleket párhuzamosan fejlesztik az AROME modellel, azaz évente kétszer az ALADIN forráskódjába bekerül a mindenkori legújabb AROME modell forráskódja.

(http://owww.met.hu/omsz.php?almenu_id=homepages&pid=numprog&mpx=0&kps=1&pri=5)



9. ábra. *Az ALADIN és a MesoNH modell egyesítésének sematikus ábrája* (http://owww.met.hu/omsz.php?almenu_id=homepages&pid=numprog&mpx=0&kps=1&pri=5).

² Magyarul: Mezoskálájú nem hidrosztatikus modell.

Az AROME egy korlátos tartományú, nem-hidrosztatikus, spektrális, szemi-implicit, szemi-Lagrange modell. Az oldalsó határfeltételeket az (OMSZ-nál) ECMWF globális modell szolgáltatja a Davies-féle séma használatával (*Davies*, *1976*).

A felhőképződés és csapadékelemek modellezésekor hét változó került bevezetésre: vízgőz, felhővíz, felhőjég, eső, hó, graupel, és lehetőség van a jégeső bevezetésére is. A modell meleg-felhőt, illetve kevert fázisú mikrofizikai folyamatokat különböztet meg. A meleg-felhő folyamatok a párolgás, ülepedés, autokonverzió és növekedés. A nukleáció, jégkristály autokonverzió, aggregáció esőcseppfagyás, zúzmarásodás, olvadás, lerakódás, jégkristályok ülepedése és a Bergeron-Findeisen effektus képezik a kevert fázisú folyamatokat (*Storelvmo et al., 2008*).

A felszíni folyamatokat a SURFEX (Surface Externalisée) talajparametrizációs csomagja vizsgálja. A SURFEX externalizált sémát használ, azaz teljesen elkülönül a légköri modelltől, csak a légköri kényszerek szükségesek a futtatáshoz. Az AROME modellben négy féle felszíntípus van: a tenger, a tó, a természet és a város. (*Koster és Suarez, 1996; http://www.cnrm.meteo.fr/surfex/IMG/pdf/surfex scidoc v2.pdf*).

Az AROME 1 dimenziós turbulens sémát alkalmaz (*Pergaud*, 2009). A turbulens kinetikus energiát prognosztikus egyenlettel határozza meg, a többi másodrendű momentumot diagnosztizálja (*Cuxart et al.*, 2000). A turbulencia parametrizálásához 1,5 rendű lezárást alkalmaz, amely a turbulens kinetikus energián és a keveredési hosszon alapszik. A mélykonvekció nem parametrizálandó 2,5 km-es felbontáson, hiszen a modell explicit módon leírja a felhőkben zajló folyamatokat. Az AROME modell EDMF (Eddy Diffusivity Mass Flux, magyarul: turbulens keveredés-tömegáram) sémát használ a turbulencia kezelésére (*Cuxart et al.*, 2000; *Pergaud*, 2009).

Az AROME jelenleg az ECMWF féle (Morcrette) sugárzási sémát használja. A séma külön kezeli a rövidhullámú és hosszúhullámú sugárzást, megkülönböztet felhős és felhőmentes területeket. Külön kezeli az egyes gáznemű anyagok és aeroszolok elnyelési tartományait (*Gregory et al., 2000*).

A kezdeti és határfeltételeket ARPEGE, ECMWF vagy ALADIN modellek előrejelzéséből kaphatjuk meg. Az ALADIN egyik futtatási lehetősége a 927-es konfiguráció, amely az AROME modellhez illeszkedő határfeltételeket állít elő. A talajparametrizációhoz szükséges adatokat minden hónapra előre meghatározhatjuk a Meso-NH modell segítségével. (http://owww.met.hu/omsz.php?almenu_id=homepages&pid=numprog&mpx=0&kps=1&pri=5) Az AROME modell operatív tartományát a 10. ábrán láthatjuk.



10. ábra. Az AROME modell operatív tartománya.

4.2. Az adatok összevetése

4.2.1. A kutatás menete

Munkámat a planetáris határréteg alapvető tulajdonságainak megismerésével kezdtem, majd a rádiószondás adatok feldolgozását oldottam meg. Ehhez el kellett sajátítanom az Rprogramnyelv használatát, amely ingyenes, nagyon rugalmas, szakmai körökben elterjedten használt moduláris programcsomag. Ezután sajátítottam el az AROME modell kezelését, és megismertem a modell automatikus futtatásához szükséges "SMS" (Supervisor Monitor Schedule – felügyeleti ütemező rendszer) rendszert.

A 2012 nyarán operatívan használt AROME modellváltozat (35-ös számú) csak egy momentum fluxuson alapuló PHR magasságot tartalmazott, de az épp bevezetésre kerülő új 36-os verzió már a TKE alapján is számolta a PHR magasságot. Mivel mindkét PHR magasság változót össze szerettem volna hasonlítani a mért adatokkal, ezért létrehoztam egy hibrid változatot a 35-ös modellváltozat alapján. Több turbulencia karakterisztikát írattam ki, majd önállóan végeztem el a PHR vastagság becslését az ismert parametrizációs séma beprogramozásával (*Szintai, 2008*). Az összevetéshez két hónap adatait használtam fel. 2011. január és június hónapokra esett a választásom, annak érdekében, hogy téli és nyári hónap is legyen a vizsgált időszakban. Felmerült, hogy júliusi adatokat kellene vizsgálni, hiszen az a nyári évszak középső hónapja, ellenben Budapesten pont ekkor szüntették meg a 12 UTC -kor történő rádiószonda-felszállásokat, ezért maradtam a júniusnál. A modellfuttatás hat napot igényelt az OMSZ szuperszámítógépén, 104 processzoron. Ezután kezdődhetett el a mért és modellezett PHR magasságok összevetése. Annak érdekében, hogy egy általános képet kapjunk a modellezett és rádiószonda-felszállásból számolt PHR magasság egymáshoz képesti viszonyáról, először a teljes adattömeget hasonlítottam össze. Ezután elkezdtem különféle szempontok szerint csoportosítani az adatokat. Szétválogattam mérési időpont, hónap, rádiószonda-állomás szerint³, annak érdekében, hogy a modell erősségeit és gyengeségeit megtaláljam. Ezután térbeli átlagolást alkalmaztam, azaz nem csak az adott rádiószonda-állomáshoz tartozó rácspontot vettem figyelembe, hanem annak közvetlen szomszédait is. Felmerült a kérdés, hogy a rádiószondás mérések adataiból meghatározott PHR-magasság változót össze lehet-e vetni a modell által számolt változókkal, hiszen különböző számítási sémából származnak. Ennek érdekében a modell által szolgáltatott hőmérséklet, szél és nedvesség profilokra a rádiószondás méréseknél használt PHR magasság számító módszereket alkalmaztam. Problémát jelentett még, hogy egyes esetekben a rádiószondás mérésekből származó PHR magasságok irreálisan alacsony értéket adnak, ezeket azonosítottam, és új módszert (a virtuális potenciális hőmérséklet gradiens vizsgálatát) alkalmaztam. 2013 januárjától az OMSZ ECMWF és WRF PHR magasságokat is gyűjt, így ezekkel is összehasonlítottam az AROME modell eredményeit.

4.2.1. A verifikáció statisztikai módszerei

A verifikáció képet ad arról, hogy egy adott meteorológiai paraméter esetében milyen jellegű hibák fordulnak elő. A verifikációs eljárások lehetnek szubjektívek és objektívek. A szubjektív eljárásoknál a meteorológiai elemeket térképesen ábrázoljuk, és vizuálisan lehet őket összehasonlítani, míg az objektív verifikációról statisztikai vizsgálatot végzünk a modellezett és a megfigyelési értékekből (*Nurmi*, 2003).

Folytonos eloszlású változók esetében, mint amilyen a PHR magasság, az átlagos hiba (*ME* vagy *BIAS*) adhat képet az előrejelzett változó hibáiról. Jó mérőszám lehet, ha a modellezett és mért mennyiség között szisztematikus hiba lép fel. Azonban a negatív és pozitív hibák egymást kiejtve könnyen nulla közelébe terelhetik ennek a változónak az értékét.

$$ME = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} (f_i - o_i),$$

ahol f_i az előrejelzés, o_i a megfigyelés, n a megfigyelések száma.

Az átlagos abszolút hiba (*MAE*) azonban kiküszöböli a nulla közeli érték problémáját, és jól jellemzi az eltérések nagyságát:

³ Mérési időpontok: 00 UTC; 12 UTC; Hónapok: január, június; Rádiószonda-állomások: WMO állomások: 11952; 12843; 12982; 13275; 14240; 15120.

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} |f_i - o_i| .$$

A relatív hiba (*RE*) – az abszolút hiba és a mérendő mennyiség értékének hányadosa– jól jellemzi a mérés viszonylagos pontosságát. Leggyakrabban százalékban fejezik ki:

$$RE = \frac{f_i - o_i}{o_i} \,.$$

A relatív hibák átlaga (*MRE*) mutatja a modellezett paraméter hibájának várható értékét százalékban.

A korreláció két adatsornak a függetlenségét hivatott kimutatni. Ha az érték 0, a két adatsor lineárisan független, ha 1, akkor egyenes arányosság áll fenn, ha –1, akkor a kapcsolat jellege fordított arányosság (*Vincze*, *1968*):

$$r_{x,y} = \frac{\sum_{i=1}^{n} (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n} (x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^{n} (y_i - \bar{y})^2}}$$

Az egyenletben r_{xy} az x és y változók korrelációja, x_i , y_i az adatsor *i-edik* eleme.

A Khi-négyzet próba azt vizsgálja, hogy a mért eloszlás milyen távol van egy kiszámított független eloszlástól. A próbával eldönthető, hogy egy minta eloszlása milyen egyezést mutat valamely elméleti eloszlással (*Matyasovszky*, 2002).

4.3. Rádiószondás mérések adataiból számított PHR magasság

A rádiószondás felszállások mérési adatait az Országos Meteorológiai Szolgálattól kaptam a kutatáshoz NetCDF (Network Common Data Form, azaz hagyományos hálózati adatformátum) formátumban. Hat rádiószondázó-állomás adatait használtam fel: Bécs (11035), Belgrád (13275), Budapest (12843), Kolozsvár (15120), Szeged (12892) és Zágráb (14240). A PHR magasságokat R-program segítségével határoztam meg a felszállások adataiból. A korábban leírt módszerek közül a bulk-Richardson (továbbiakban *Rib*) szám módszerrel és a virtuális potenciális hőmérsékleti profil (továbbiakban *teta-profil*) alkalmazásával számítottam ki a PHR magasságot. Szemrevételezéssel egyenként megvizsgáltam, hogy a *Rib*, vagy a *teta-profil* módszer adja-e a reálisabb PHR magasságot. A két módszer eredménye közül azt választottam, amelyik a virtuális potenciális hőmérsékleti profilban az első nagy gradienshez (itt közel függőleges a görbe) közel állapította meg a PHR magasságot – így állt össze a mérésekre alapozott adatbázis. A *teta-profil* módszer alkalmazásáról a 11. ábra tájékoztat.



11. ábra. A virtuális potenciális hőmérséklet alakulása a magasság függvényében Budapesten 2011.01.07-én 00 UTC-kor (kép az adatbázisból). Kékkel láthatjuk a teta-profil, feketével a Rib módszer által szolgáltatott PHR magasságot.

A 11.ábrán látható esetben a *Rib* módszer nagyon alacsony (47m) PHR magasságot adott. A *teta-profil* módszer nagyon szépen működött, ott határozta meg a PHR magasságot (605 m), ahol valóban nagy ugrás van a virtuális potenciális hőmérsékletben. Ebben az esetben, természetesen, a *teta-profil* módszert alkalmaztam.

Tekintsük meg először hisztogramon, milyen eloszlású a határréteg magassága a rádiószonda-felszállások alapján. Természetesen külön kell kezelni a 00 UTC, illetve a12 UTC időpontban történő rádiószonda-felszállásokat.



12. ábra. Rádiószonda-felszállásokból (RASO) számított PHR magasság 00 és 12 UTC. 6 állomás együttes vizsgálata.

A 12. ábrán látható, hogy a 12 UTC időpontban történt felszállások eloszlása sokkal egyenletesebb, a 00 UTC-s felszállásoknál. A 12. ábra alapján könnyen azt hihetnénk, hogy a PHR magasság log-normál eloszlású, de a Khi-négyzet próba alapján 95%-os szignifikancia szint mellett nem fogadható el a hipotézis. Ellenben megfelelően paraméterezett Weibull-eloszlással végzett Khi-négyzet próba 95%-os szignifikancia szint mellett elfogadható. A stabil éjszakai határréteg magassága nagy valószínűséggel tehát Weibull-eloszlást követ.

4.4. Az AROME modell által szolgáltatott PHR magasság

Vizsgáljuk meg az AROME modell által a turbulens kinetikus energia profil alapján kapott PHR magasság adatsorait.

Ahogy korábban már említettük a kutatómunka kezdetén, 2012 júniusában, az AROME modell 35-ös változata volt az operatívan működő modell, amelyben csak a momentum fluxuson (továbbiakban MF) alapuló PHR magasság szerepelt. A jelenleg operatív 36-os változat még nem volt futtatható állapotban. A turbulens kinetikus energia módszerrel kiszámított PHR magasságot az AROME modellbe kellett programozni. A változtatásokat az AROME új talajszinti változó bevezetését ismertető kézikönyv (*Yessad, 2008*) leírása alapján végeztem. Az operatív 35-ös változat alapján létrehoztam egy új ún. "pack"-ot⁴, amely 10

⁴ A "pack"egy adott modell verzión alapuló futtatható állomány, amely tartalmazza a modell részletes beállításait.

fájlban tért el az eredetitől Az új határréteg magasság a PBLHEIGT.CSA modellváltozó néven lett bevezetve.

Először is tekintsük meg az új változót térképesen megjelenítve egy tipikus nappali, több helyen instabil időjárási helyzetben. (13. ábra).



PHR magasság méterben

13. ábra. Az AROME TKE módszerrel számított PHR magasság változója (2011.06.05.12 UTC).

Megfigyelhető, hogy a PHR magasság a legtöbb területen alacsony, magas értékeket jórészt csak az Alföld és Erdély felett találhatunk. Szlovákia nagy részén (a képen sötétkék területek) konvektív csapadék hullik a modell szerint – a PHR magasság erősen lecsökken. A térképes megjelenítés bár szemléletes, sajnos számszerű összevetésre nem alkalmas, hiszen rádiószonda-felszállások csak meghatározott időben és helyen történnek.

Felmerült a kérdés, hogy a rádiószonda felszállások adataiból *Rib* módszer alapján meghatározott PHR magasság összevethető-e a modellből eredő *TKE*-n alapuló értékekkel. Kézenfekvő megoldás volt az AROME profiladataiból *Rib* módszerrel is megállapítani a PHR magasságot. Ehhez azonban utófeldolgozást kellett végrehajtani, amely során a modell Lambert vetületen számolt mezőit át kellett konvertálni lat-lon rácshálózatira. Hasonlítsuk össze a *TKE*, *MF* és *Rib* módszerrel számolt adatokat (14.ábra).



14. ábra. Diagram a Rib, az MF és a TKE módszerek adataiból.

Az azonos eloszlás ellenőrzésére Kolmogorov-Smirnov és Wilcoxon próbákat végeztem. A nullhipotézist, miszerint a változók azonos eloszlásúak, nem kell elvetnünk 95%-os szignifikancia szint mellett. A korreláció mindkét esetben 0,89, ami nagy érték: a mérés és a modellezés adatai összevethetők. Vizsgáltam még, hogy hogyan befolyásolja a korrelációt és a hibát, ha nemcsak a rádiószonda állomást tartalmazó rácspont adatait vesszük figyelembe, hanem a közvetlen mellette lévő rácspontokét is (15. ábra).



15. ábra. Területi átlagolás.

Azt találtam, hogy ez a módosítás jobbá teszi a modell és a mérési adatok korrelációját és a relatív hibát is csökkenti. A továbbiakban rendre *TKEm* és *MFm* rövidítéseket fogom használni a területi átlaggal számolt PHR magasságokra. Annak érdekében, hogy általános képünk legyen a modell korrelációjáról és hibáiról, vizsgáljuk az összes adatot egyszerre. Ez látható a 1. táblázatban.

	TKE	TKEm	MF	MFm	Rib
Korreláció	0,69	0,72	0,59	0,67	0,79
ME (m)	155	-90	115	113	62
MAE (m)	308	297	345	319	257
RMSE	390	461	534	489	390
MRE	84%	80%	87%	79%	68%

1. táblázat. Az AROME PHR változóinak korrelációja és hibái.

Vizsgáljuk meg, és vessük össze a különböző módszerekkel számolt PHR magasságok eloszlását!



16. ábra. A Turbulens kinetikus energián alapuló módszerrel kapott adatok (2011. január és június) 6 állomás együttes vizsgálata.

A *TKE* módszer (16. ábra)az éjszakai felszállásoknál nagyszámú alacsony értéket ad, többet, mint a többi modell és a rádiószonda felszállásokból számolt. A nappali felszállásoknál viszont kevésbé fordulnak elő alacsony értékek a többi számítási módszerrel összehasonlítva, de látható eltérések vannak a rádiószondás felszállásokkal összehasonlítva. Feltűnő a 0-100 m közötti értékek magas száma (151 db), míg a rádiószondás méréseknél ez jóval ritkábban fordult elő (62 db). A *TKE* módszerrel számított PHR magasságok magasabb szignifikancia szint mellett is Weibull-eloszlást mutatnak.



17. ábra. *A turbulens kinetikus energia módszeren alapuló területi átlagolással (TKEm) kapott adatok (2011. január és június 00 UTC, 12 UTC 6 rádiószondás állomás alapján).*

A területi átlagolás (17. ábra) szépen kisimította a 00 UTC-s felszállások eloszlási görbéjét.



18. ábra. A momentum fluxuson alapuló módszerrel kapott adatok (2011. január és június).

A momentum fluxus-módszernél (18. ábra) az éjszakai felszállásoknál kevesebb nulla-közeli érték fordul elő, mint a *TKE* módszernél, de több mint a rádiószondás felszállásoknál.



19. ábra. A momentum fluxuson alapuló módszerrel területi átlagolással (MFm) kapott adatok (2011. január és június).

A területi átlagolás (19. ábra) nem változtatta meg láthatóan a PHR magasság eloszlását.



20. ábra. Bulk-Richardson módszerrel kapott adatok (2011. január és június).

A *Rib* módszerrel (20. ábra) meghatározott PHR magasság eloszlása tér el legjobban a Weibull-eloszlástól. Ez azért érdekes, mert a rádiószondás adatokból számított PHR magasságokkal való korrelációja ennek a módszernek a legnagyobb. Vizsgáljuk meg a fentiekben bemutatott módszerek használhatóságát Taylordiagramon⁵is. Az eredményeket a 21. ábra szemlélteti.



21. ábra. Taylor-diagram a modell PHR változóiról.

A Taylor diagram jól mutatja, hogy a *Rib* módszerrel meghatározott változó (lila) van a legközelebb a rádiószonda mérésekből számolt adatokat reprezentáló ponthoz (fekete).

Összegezve: a továbbiakban vizsgálandó változó a turbulens kinetikus energia alapján számított, területi átlagolást tartalmazó PHR magassággal dolgozunk (*TKEm*). Szerencsés lenne a napi gyakorlatban alkalmazni az AROME profilok felhasználásával konstruált *Rib* módszert is. Ehhez adott az R program, ami apró módosításokkal alkalmas lenne a jelenlegi operatív AROME futtatás adatainak feldolgozására. Fontos leszögezni azonban, hogy a korrelációt erősen befolyásolja az, hogy van ahol együtt vizsgáltuk a nappali és az éjszakai felszállásokat, illetve a téli és nyári felszállásokat. Továbbá felmerült, hogy mérésekkel kellene igazolni a stabil éjszakai határréteg magasságának Weibull-eloszlását. Ehhez nagyszámú rádiószonda felszállást kell majd alapul venni, továbbá vizsgálni a PHR magasság számító algoritmusok hatását az eloszlásra.

⁵ A Taylor-diagram jól használható a modellezett és mért értékek összehasonlítására. Az x megfigyelés, az y tengelyen modell szórása látható. A színes pontok reprezentálják a modelleket. A negyed körön leolvasható a korreláció. A mért értékeket reprezentáló pont a jobb alsó tengelyen kap helyet, a korreláció 1 az RE = 0 pontban (fekete ponttal jelölt). Annál jobban működik egy modell minél közelebb helyezkedik el az őt reprezentáló pont ehhez a ponthoz. (*Taylor, 2001; Szépszó és Horányi, 2010*)

4.5. Az összevetés eredményei

Ebben a fejezetben mutatom be az AROME modell PHR magasság értékeinek összehasonlítását rádiószonda mérésekkel. Különböző szempontok szerint válogattam szét az adatokat, annak érdekében, hogy megállapíthassuk, milyen időjárási helyzetekben hogyan viselkedik a modell PHR magasság előrejelzés szempontjából.

4.5.1. Rádiószonda-állomás szerint

Válogassuk szét az adatokat először a rádiószonda-állomás helye szerint. A rádiószonda-állomás helye csekély mértékben befolyásolhatja a korrelációt és a hibákat. Akkor van jelentősége, ha a modelltartomány peremén található az állomás, ugyanis itt a relaxációs zóna közelében a modell irreális értékeket adhat (*Davies*, 1976).



22. ábra. Diagram rádiószonda és AROME TKEm módszer adatokból. Két tipikus rádiószonda-állomás. (Budapest és Szeged) Összes felszállás.

Korreláció/MAE:

Rádiószonda-állomás	TKEm	Rib
Bécs (11035)	0,75	0,82
Belgrád (13275)	0,84	0,78
Budapest (12843)	0,65	0,86
Kolozsvár (15120)	0,01	-0,01
Szeged (12982)	0,19	0,26
Zágráb (14240)	0,07	NA

2. táblázat. Az rádiószonda-állomások szerinti TKEm, Rib és rádiószonda adatainak korrelációja és hibája (összes felszállás).

A korrelációk (2. táblázat) és a diagramok (22. ábra) tanulmányozásával megállapíthatjuk, hogy Kolozsvár és Zágráb adatainak korrelációja nagyságrendekkel rosszabb, mint a többi állomásé. Szegedre vonatkozó adatok is gyengén korrelálnak, relatív hibájuk nagy. Megfigyelhető azonban, hogy Bécs, Budapest és Szeged esetében a *Rib* alapú számítás jobb eredményeket hozott, mint a *TKE* módszer. Fontos megjegyezni, azonban, hogy Szegeden és Zágrábban csak 00 UTC-s felszállásokat végeznek. Hogy ennek mekkora a jelentősége, ezt taglalja a következő fejezet.

4.5.2. Időpont szerint

A rádiószondázás időpontja alapvetően befolyásolja a mért és modellezett eredmények korrelációját. Különbség van a rádiószonda eredmények számítási módszerei között. Szubjektív vizsgálatomban - ahol eldöntöttem, melyik meghatározási módszert használom egyes felszállások esetében - többször (az esetek 62%-ában) jobb eredményt adott éjszaka a *teta-profîl*, mint a *Rib*-módszer. A nappali felszállásoknál ez az érték 28%. Ezért a csak éjszakai felszállást végző állomásokat külön kell kezelni a többitől. A szétválogatás történhet automatikusan is a hőmérséklet, páratartalom és a szél függvényében, de eddig nem sikerült minden helyzetben megfelelő kritériumrendszert kidolgozni (*Szintai, 2010*). Előfordulhat, hogy az összes adatra számolt korreláció jobb, mint a külön-külön vett. Ez amiatt van, mert a 00 UTC és a 12 UTC felszállások átlaga is eltér, így ha a modell mindössze azt találja el, hogy nappal van vagy éjszaka, már javít a korreláción. Több szempontból láthatjuk tehát, hogy csak az azonos napszakok adatait szabad együtt vizsgálni.

Számítási módszer	00 UTC		ámítási módszer 00		12 U	JTC
	Korreláció	MAE [m]	Korreláció	MAE [m]		
TKE	0,14	253	0,65	399		
TKEm	0,14	258	0,69	379		
MF	0,13	241	0,51	537		
MFm	0,18	232	0,62	479		
Rib	0,15	221	0,81	330		

3. táblázat. Az egyes modellváltozók korrelációja és hibái, felszállás időpontja szerint szétválogatva.

A 3. táblázat adataiból látszik, hogy az éjszakai felszállásokhoz tartozó korrelációk jóval alacsonyabbak, mint a nappaliak. A legjobb korrelációt a mért adatokkal a *MFm* módszer adta, a legkisebb átlagos relatív hibát pedig a *Rib* módszer szolgáltatta. A nappali módszerek közül a *Rib* módszer adja a legjobb korrelációt és a legkisebb átlagos abszolút hibát.

A napszakos felbontás után nézzük meg a hónapok szerinti szétválasztást is!

	Január		Június	
	Korreláció	MAE [m]	Korreláció	MAE [m]
TKE	0,38	316	0,78	298
TKEm	0,38	318	0,81	274
MF	0,29	326	0,66	367
MFm	0,36	315	0,76	324
Rib	0,45	287	0,88	223

^{4.}táblázat. Egyes modellváltozók korrelációja és hibája hónapok szerint szétválogatva. 12 UTC

A 4. táblázat adatai alapján látható, hogy a januári adatok korrelációja kisebb, hibája nagyobb, mint a júniusi adatoknak. A legjobb korrelációt és legkisebb hibát mindkét esetben a *Rib* módszer adta. Az előző két szempont szerinti szétválogatás alapján úgy gondolhatjuk, hogy az adatok korrelációjának köze van a mérés során tapasztalható hőmérséklethez, és alacsony hőmérsékleteknél ad rossz értéket.

4.5.3. Szinoptikus állomáson mért adatok szerint

Vizsgáljuk meg a korrelációt és az átlagos és relatív hibák mértékét a rádiószondaállomáson mért szinoptikus adatok függvényében. Az alábbi hisztogramokban az egyes intervallumokhoz megegyező számú adat tartozik.

4.5.4. Összevetés hőmérséklet szerint

A hőmérséklet, természetesen, nagymértékben befolyásolja mindegyik meghatározási módszer eredményét. Lássuk hogyan.



23. ábra. *A korreláció és az átlagos abszolút hiba a 2 méteren mért hőmérséklet függvényében.*

Elmondhatjuk, hogy a hőmérséklet (23. ábra) emelkedésével javulnak a korrelációk a mért és a modellezett adatok között, a relatív hiba viszont nem csökken ilyen egyértelműen. A legjobb korrelációt adó modellkimenet, a legalacsonyabb hőmérsékletektől eltekintve a *Rib*, és általában a legkisebb relatív hibákat is ő produkálja. A *TKE* és a *TKE*m között nincs számottevő különbség, de a *MF* módszert jelentősen javítja a területi átlagolás.

4.5.5. Összevetés légnyomás szerint



24. ábra. *A korreláció és az átlagos abszolút hiba a tengerszintre átszámított légnyomás függvényében.*

A nyomás tekintetében (24. ábra) az 1014 és 1021 hPa közötti tartományban adnak jól korreláló adatot a modellek. A relatív hiba a *Rib* módszernél egyértelműen csökken a nyomással. Itt is a *Rib* módszer adja a legjobb korrelációt és a legkisebb abszolút hibákat.



4.5.6. Összevetés páratartalom szerint

25. ábra. A korreláció és az átlagos abszolút hiba a relatív páratartalom függvényében.

A relatív nedvességben (25. ábra) egy érdekes hatás figyelhető meg. 95% feletti páratartalom esetén ugyanis negatív korrelációt adnak a modellek. A ködös helyzetek egyértelműen nem kedveznek a PHR magasság modellezésének. A legjobb adatokat a *Rib* módszer szolgáltatta ebben az összehasonlításban is.



4.5.7. Összevetés egyórás átlag szélsebesség szerint

26. ábra. A korreláció és az átlagos abszolút hiba a 10 méteren mért 1 órás átlag szélsebesség függvényében.

Az egy órás átlagszél (26. ábra) alacsony értékei mellett a modell adatok negatív korrelációt mutatnak a mért értékekhez képest. Jó korreláció nagy szélnél mutatkozik.

Összegezve a kis hibát és nagy korrelációt magas hőmérsékleten, közepes légnyomáson, kis relatív páratartalom mellett erősebb szélnél láthatunk. Az AROME PHR magasság előrejelzése ebből fakadóan nyári anticiklonális helyzetekben és ciklonális helyzetekben jó. A modell profiladataiból PHR magasságot számító Bulk-Richardson változó korrelált legjobban a rádiószonda adataiból számolt határréteg magassággal.

Fontos megjegyeznünk, hogy a legnagyobb eltérések nyári konvektív csapadékos helyzetekhez köthetőek, ahol is a modell időben vagy térben tévedett a csapadékhullás tekintetében. Akár egy fél órás, vagy 10 km-es tévedés képes hatalmas hibát okozni a PHR magasság modellezésében. A mai nem hidrosztatikus modelleknél ilyen kaliberű tévedések mindennaposak.

5. A PHR magasság előrejelzése az Országos Meteorológiai Szolgálat operatív modelljeiben

Az OMSZ 2013. január 16 óta archiválja három modell (AROME, ECMWF, WRF) által kiszámított PHR magasságot. Az AROME modell a már megismert *TKE* módszerrel, az ECMWF Bulk-Richardson szám alapján, a WRF pedig a részecske-módszerrel számolja a PHR magasságát. Dolgozatom ezen részében összehasonlítom a különböző modellek által szolgáltatott eredményeket rádiószonda-felszállásból számolt határréteg-magasság adatokkal 2013. január 16 és 2013. április 17. közötti időszakra. Minden esetben 00 UTC kezdeti idejű futtatásokat vizsgáltam.

Az OMSZ 1995 óta döntően az ECMWF modell előrejelzéseire alapozva készíti a középtávú előrejelzéseit. Magyarország, mint társult tag az ECMWF adatarchívumát és az ECMWF-ben kifejlesztett szoftvereket is széleskörűen használja. A readingi központban napi két alkalommal, (00 és 12 UTC) futtatnak 10 napos, középtávú,determinisztikus előrejelzést. A modell térbeli felbontása 16 km.

A WRF (az angol Weather Research and Forecasting mozaikszóból, jelentése tükörfordításban: "időjárás kutatás és előrejelzés") egy amerikai fejlesztésű numerikus időjárás előrejelző modell. Ezt a modellt alkalmazza az amerikai meteorológiai szolgálat, az amerikai hadsereg és számos magánmeteorológiai társaság. A program elődje az ETA modell. Az "Advanced Research WRF" vagy WRF-ARW változatot csak kutatási célokra használják, míg a "Nonhydrostatic Mesoscale Model" vagy WRF-NMM változatot operatívidőjáráselőrejelzés elkészítésére használják. A modell mezoskálájú, tehát nem az egész Földre, hanem csak egy beállított régióra futtatják. Az OMSZ 2007-óta használja a WRF-et az operatív gyakorlatban.

5.2. A PHR magasság előrejelzések összevetése rádiószondás adatokkal

A megfigyelt PHR magasság hasonlóan került meghatározásra, mint az AROME modell vizsgálatánál, azaz *Rib* és *teta-profil* módszerek segítségével. Nézzük meg először az időszak rádiószondás felszállásaiból számolt és a modell kimeneti változóiból készült hisztogramokat. Annak érdekében, hogy általános képünk legyen a modellek korrelációjáról és hibáiról, vizsgáljuk először az összes adatot együtt. (27-29. ábra)



27. ábra. AROME modell PHR magasság adatok (2013.01.16-2013.04.17).

Az AROME modell éjszakai adatai (27. ábra) egyenletesebb eloszlásúak, mint a másik két modell adatai.



28. ábra. ECMWF modell PHR magasság adatok (2013.01.16-2013.04.17).

Az ECMWF modell (28. ábra) sok nagyon alacsony értéket ad éjszaka. A nappali adatok egyenletesebb eloszlásúak, mint a másik két modellnél.



29. ábra. WRF modell PHR magasság adatok (2013.01.16-2013.04.17).

A WRF modell (29. ábra) szintén igen sok nagyon alacsony értéket ad éjszaka, és a nappali felszállás adatainál is megfigyelhető a nagyszámú alacsony érték.

Vizsgáljuk meg az egyes modellek abszolút hibáját, korrelációját és relatív hibáit a rádiószonda-felszállásokhoz képest (5. táblázat). Az alábbi táblázatokban feltüntettem a korrelációt, az átlagos abszolút hibát, az átlagos relatív hibák átlagának abszolút értékét és mediánját százalékos értékben.

	Korreláció	MAE [m]	RMAE [%]	RE medián [%]	
		00 UTC			
AROME	0,11	351	91	48	
ECMWF	0,11	320	99	84	
WRF	0,09	303	75	71	
12 UTC					
AROME	0,73	282	180	30	
ECMWF	0,43	435	233	42	
WRF	0,49	467	125	65	

5. táblázat. A modellek korrelációja és hibái.

Látható, hogy az éjszakai PHR előrejelzések korrelációja jóval kisebb, mint a nappali adatoké, valamint a várható relatív hiba is nagyobb. A legjobb korrelációt, és legkisebb várható relatív hibát mutató modell az AROME.

5.3. Adatok összevetése rádiószondázó-állomások szerint

Válogassuk szét az adatokat a rádiószonda-felszállások helye szerint.

11035	Korreláció	MAE [m]	RMAE [%]	RE medián [%]
		12 UTC		
AROME	0,35	227	97	37
ECMWF	0,18	321	98	71
WRF	0,28	395	89	82
		00 UTC		
AROME	0,69	278	154	26
ECMWF	0,45	405	222	34
WRF	0,57	555	124	65

5.3.1. Bécs(11035)

6. táblázat. Modellek korrelációja és hibája a bécsi (11035) rádiószonda-állomáson.

A 6. táblázat adatai szerint az AROME modell mutatja a legnagyobb korrelációt a rádiószonda adatokkal, valamint a legkisebb relatív hibát is ennél a modellnél látjuk. Megfigyelhető, hogy az AROME modell néha nagyot hibázik, míg a WRF és az ECMWF relatív hibáinak átlaga és mediánja között nincs ekkora különbség.

5.3.2. Budapest(12843)

00 UTC	Korreláció	MAE [m]	RMAE [%]	RE medián [%]
AROME	0,28	204	71	42
ECMWF	-0,04	329	116	88
WRF	0,002	242	62	61

7. táblázat. Modellek korrelációja és hibája a budapesti (12843) rádiószonda-állomáson.

Az AROME modell alacsony korrelációt mutat, a másik két modell adatai viszont gyakorlatilag nem korrelálnak a rádiószonda adatokkal Budapesten (7. táblázat). Az adatokból úgy tűnik, hogy sajnos a budapesti stabil éjszakai határréteg igen kis pontossággal modellezhető.

12982	Korreláció	MAE [m]	RMAE [%]	RE medián [%]
AROME	0,27	203	75	48
ECMWF	0,18	250	72	79
WRF	0,06	228	61	66

5.3.3. Szeged (12982)

8. táblázat. Modellek korrelációja és hibája a szegedi (12982) rádiószonda-állomáson.

A budapestihez hasonló a helyzet a szegedi állomás előrejelzéseinél is (lásd 8. táblázat). Az érdekesség az, hogy az ECMWF és a WRF modell várható relatív hibájának mediánja nagyobb, mint az átlag. Ebből az következik, hogy ez a két modell nem produkál sok kiugróan nagy hibás adatot.

14240	Korreláció	MAE [m]	RMAE [%]	RE medián [%]		
		00 UTC				
AROME	0,22	312	168	63		
ECMWF	0,15	384	137	89		
WRF	0,15	343	103	72		
	12 UTC					
AROME	0,75	281	226	32		
ECMWF	0,36	471	381	59		
WRF	0,64	372	390	49		

5.3.4. Zágráb (14240)

9. táblázat. Modellek korrelációja és hibája a (14240) rádiószonda-állomáson.

Mivel mindhárom modellnél az abszolút relatív hibák mediánja sokkal alacsonyabb a 9. táblázatban, mint az átlaguk, ezért arra következtethetünk, hogy kevésszámú nagy hiba szerepel az adatbázisban. Ezek az esetek szintén csapadékhulláshoz köthető időbeli vagy térbeli tévedések az előrejelzésben, mint ahogy korábban az AROME modellnél láttuk. Ez az effektus különösen az AROME modellnél jelentkezik, amely a többi modellhez képest általában a rádiószonda-mérésekkel jobban korreláló, és kisebb relatív hibájú PHR magasságokat ad, azonban néhány alkalommal hatalmasat téved.

5.4. Szinoptikus állomáson mért adatok szerint

Válogassuk szét az adatokat a rádiószonda-állomáson mért szinoptikus adatok szerint.



5.4.1. Hőmérséklet









30. ábra. Korreláció és abszolút hiba a 2m-es hőmérséklet függvényében.

A rádiószonda-állomáson mért 2 m-es hőmérséklet (30. ábra) növekedésével mind az abszolút hiba, mind a korreláció is növekszik. A relatív hiba mediánja az AROME modell esetében a hőmérséklettel együtt növekszik, míg a másik két modellnél nagyjából konstans. Legjobban az AROME modell teljesít ebben az összehasonlításban.



5.4.2. Légnyomás

31. ábra. Korreláció és átlagos abszolút hiba a tengerszintre átszámított légnyomás függvényében.

A légnyomás (lásd 31. ábra) a korrelációt kismértékben befolyásolja, ellenben nagyobb abszolút hibák figyelhetők meg magasnyomású helyzetekben. Az AROME alacsony nyomású helyzetekben ad kisebb relatív hibájú adatokat, míg a másik két modell esetében ez nagyjából független a nyomástól.

5.4.3. Relatív nedvesség



32. ábra. Korreláció és átlagos abszolút hiba a relatív nedvesség függvényében.

Nagy relatív nedvesség esetén negatív korrelációt és nagy abszolút hibákat figyelhetünk meg a 32. ábrán. Ez egyértelműen jelzi, hogy nagy nedvesség mellett korlátozottan bízhatunk meg a modellek PHR magasság előrejelzéseiben. Ez mind a ködös, mind a csapadék utáni helyzetekre vonatkozik.

5.5. Az operatív modellek értékelése PHR magasság előrejelzés szempontjából

Az AROME modell korrelációja általában a legjobb, átlagos és relatív hibája a legkisebb rádiószonda-adatokkal összevetve, azonban van kevés számú hatalmas hibát okozó adat, amely a csapadék előrejelzés hibájából fakad. Az ECMWF és a WRF modell általában nagyobb hibát vét, mint az AROME, de a nagy tévedések sem jellemzőek rájuk. Mindhárom modellre igaz, hogy nagy relatív nedvesség mellett nagy hibákat ejtenek.

Mint a bevezetőben megtudhattuk, a planetáris határrétegnek nincs jól definiált magassága, nagysága nagyban függ a mérési és számítási módszerektől. Habár a validáció során nagy relatív hibákat és sok helyen gyenge korrelációt találunk a rádiószonda adatokkal, ne felejtsük el azt, hogy a numerikus modellek nem PHR magasság meghatározására vannak optimalizálva. A modellek 10-20 km-es, vagy 20-30 perces tévedése csapadék előrejelzés során említésre sem méltó hibák, a PHR magasság meghatározása során nagy eltéréseket okozhatnak.

Összefoglalás

Diplomamunkámban az AROME modell planetáris határréteg magasságának összevetését végeztem rádiószondás mérésekkel. Először ismertettem a PHR szerkezetét, főbb tulajdonságait és az abban lejátszódó folyamatokat, majd a PHR magasság mérési és számítási módszereit mutattam be. Az AROME modell PHR magasság értékeit vetettem össze rádiószondás mérések eredményeivel. Ezután az AROME, az ECMWF és a WRF PHR magasság változóit hasonlítottam össze rádiószondás felszállások eredményeivel.

Láthattuk, hogy a 00 UTC-s rádiószondás adatokból számított és a modellszámításokkal kapott PHR magasság adatok Weibull-eloszlást mutatnak. A későbbiekben szeretném nagyobb mintán is megvizsgálni az eloszlásokat. Érdekes lenne nem csak rádiószonda adatok, hanem pl. wind profiler, lidar, sodar, vagy toronymérések, adatait is felhasználni.

Megfigyelhettük, hogy az AROME modell hideg ciklonális és meleg anticiklonális helyzetekben ad nagy korrelációt és kis relatív hibát a rádiószondás mérésekből számított PHR magasságokkal. Az AROME modell változói közül a turbulens kinetikus energián alapuló területi átlagolást figyelembe vevő számítási módszer a legjobb. Érdemes lenne alkalmazni bulk-Richardson számon alapuló PHR magasság számítást is a napi gyakorlatban (a modellezett profilok alapján), mivel ez a módszer adja a legkisebb eltérést rádiószondás adatokkal. (Vesd össze a numerikus modell turbulencia paraméterei alapján számított PHR magassággal – turbulens kinetikus energia (TKE) és a momentum fluxus (MF) számításán alapuló módszerrel.)

Az OMSZ operatív gyakorlatában alkalmazott három előrejelzési modell (AROME, EVMWF, WRF) által szolgáltatott PHR magasságok együttes vizsgálatakor az AROME modell bizonyult a legjobban korreláló, és a legkisebb relatív hibát adó modellnek csaknem minden esetben a rádiószondás mérésekkel történő összehasonlításnál. Megjegyezzük azonban, hogy az esetek 3–5%-ában nagy relatív hibát vét a másik két modellhez képest. Az okot a csapadékmező becslésében kell keresni. A csapadék megjelenése hirtelen változást okoz – lecsökkenti a PHR magasságot. Összességében az OMSZ három modellje a nappali PHR vastagságot kisebb relatív hibával adja meg mint az éjszakait (vesd össze a 12 UTC-s és a 00 UTC- összehasonlításokat). Az abszolút hiba karakterisztikus értéke 12 UTC-s a 00 UTC-s felszállásokhoz viszonyítva rendre 280 m, illetve 350 m. A 2 m-es hőmérséklet, a tengerszintre átszámított légnyomás és a relatív nedvesség nagyobb értékeihez nagyobb relatív hiba tartozik a PHR magasság meghatározásában. Mindhárom modell szolgáltat nem

reális (akár 10-szeres relatív hibával rendelkező) eseteket. Ez az ECMWF és WRF futtatások 1%-át, az AROME modell esetében a futtatások 3%-át jelenti.

Végezetül hangsúlyozzuk, hogy pusztán modellezéssel nem adható megfelelő pontosságú előrejelzés a PHR magasságára. Minden esetben meg kell vizsgálni az adott szinoptikus helyzetet, a csapadék előrejelzés pontosságát és ennek tükrében kell megállapítani a várható modellhibákat. Szükség van több megbízható határréteg mérésre is.

Köszönetnyilvánítás

Szeretném megköszönni a sok segítséget Dr. Szintai Balázsnak, akire mindig számíthattam, ha kérdés merült föl a kutatás során. Lelkiismeretesen irányította és hasznos tanácsokkal fejlesztette a dolgozatot. Segítségével sajátítottam el az AROME modell futtatását, és komoly tapasztalatot szereztem a numerikus modellek kezelésével kapcsolatban.

Köszönettel tartozom Dr. Weidinger Tamásnak, aki szintén értékes tanácsokkal tette jobbá a dolgozatot.

Szintén köszönöm a OMSZ Numerikus Osztály munkatársainak, Dr. Bölöni Gergelynek, Mille Máténak, Szűcs Mihálynak a segítségét, akik kérdéseimet mindig nagy alapossággal válaszolták meg.

Hálás vagyok Családomnak, s külön köszönöm szépen Édesapámnak, Dr. Csáki Endrének, hogy segített a statisztikai problémák megoldásában.

Irodalomjegyzék

- Angevine, W. M., Bawkin, P. S. and Davis K. J., 1997: Wind Profiler and RASS Measurements Compared with Measurements from a 450-m-Tall Tower. J. Atmos. Oceanic Technol. 15, 818-825.
- Bonin, T., Chilson, P., Zielke, B. and Fedorovich, E., 2013: Observations of early evening boundary layer transitions using a small unmanned aerial system. *Boundary-Layer Meteorol.* 146, 119–132.
- Czelnai, R., 1995: Bevezetés a meteorológiába I.: Légkörtani alapismeretek. *Tankönyvkiadó, Budapest.*
- Czelnai, R., Götz, G. és Iványi, Zs., 1998: Bevezetés a meteorológiába II.: A mozgó légkör és óceán. *Tankönyvkiadó, Budapest.*
- Cuxart, J., Bougeault, P. and Redelsperger J.-L., 2000: A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations. *Q. J. Royal Met. Soc.* **126**, Issue 562, 1–30.
- Davies, H. C., 1976: A lateral boundary formulation for multi-level prediction models. *Q. J. Royal Met. Soc.* **102**, 405-418.
- Götz, G. és Rákóczi, F., 1981: A dinamikus meteorológia alapjai. Tankönyvkiadó, Budapest.
- Gregory, D., Morcrette, J.-J., Jakob, C., Beljaars, C. A. C. M. and Stockdale, T., 2000: Revision of convection, radiation and cloud schemes in the ECMWF integrated forecasting system. *Q. J. Royal Met. Soc.* **126**, *Issue 566*, *1685–1710*.
- Holzworth, G. C., 1964: Estimates of mean maximum mixing depths in the contiguous united states. *Mon. Wea. Rev.* **92**, 235–242.
- Koster, R. D. and Suarez, M. J., 1996: Energy and water balance calculations in the mosaic lsm. *Technical report, NASA Tech. Memo.* **104606. 9**, *58 pp*.
- Kukkonen, J., Balk, T., Schultz, D. M., Baklanov, A., Klein, T., Miranda, A. I., Monteiro, A., Hirtl, M., Tarvainen, V., Boy, M., Peuch, V.-H., Poupkou, A., Kioutsioukis, I., Finardi, S., Sofiev, M., Sokhi1, R., Lehtinen, K., Karatzas, K., San José, R., Astitha, M., Kallos, G., Schaap, M., Reimer, E., Jakobs, H. and Eben, K., 2012: Operational, regionalscale, chemical weather forecasting models in Europe. *Atmos. Chem. Phys.* 12, 1–87.

- Lagzi, I., Kármán, D., Turányi, T., Tomlin, A. S. és Haszpra, L., 2004: Simulation of the dispersion of nuclear contamination using an adaptive Eulerian grid model. *J. Environ. Radioact.* 75(1), 59–82.
- Matyasovszky, I., 2002: Statisztikus klimatológia. ELTE Eötvös Kiadó, Budapest.
- Matyasovszky, I. és Weidinger, T., 1998: Characterizing air pollution potential over Budapest using macrocirculation types. *Időjárás* **102**, 219–237.
- Nurmi, P., 2003: Recommendations on the verification of local weather forecasts. *ECMWF Technical Memoranda*. **430**, 18 pp. http//:www.ecmwf.int/publications/library/ecpublications/:pdf/tm430.pd .
- Pergaud, J., Masson, V., Malardel, S. and Couvreux, F., 2009: A Parameterization of Dry Thermals and Shallow Cumuli for Mesoscale Numerical Weather Prediction. *Boundary-Layer Meteorol.* 132, 83-106.
- Powell, D. C. and Elderkin, C. E., 1974: An introduction of the application of Taylor's hypothesis to atmospheric boundary layer turbulence. *J. Atmos. Sci.* **31**, 990–1002.
- Seibert, P., Beyrich, F., Gryning, S. E., Joffre, S., Rasmussen, A. and Tercier, P., 1998: Mixing height determination for dispersion modelling. *In: European Commission, COST Action 710 - Final Report. Harmonisation of the pre-processing of Meteorological data for atmospheric dispersion models*, EUR 18195 EN. Part WG2, 120 pp.
- Seity, Y., Brousseau, P., Malardel, S., Hello, G., Bénard, P., Bouttier, F., Lac, C. and Masson, V., 2011: The AROME-France Convective-Scale Operational Model. *Mon. Wea. Rev.* 139, 976–991.
- Shapiro, A. and Fedorovich, E., 2011: Analytical description of a nocturnal low-level jet. *Q. J. Royal Met. Soc.* **136**, 1255-1262.
- Shingai, K. and Kawamura, H., 2002: Direct Numerical Simulation of Turbulent Heat Transfer in the Stably Stratified Ekman Layer. *Thermal Science & Engineering Vol.10 No.1.*
- Sriram, G., Mohan, K. N. and Gopalasamy, V., 2006: Sensitivity study of Gaussian dispersion models. *Journal of Scientific and Industrial Research* 65, 321-324.

- Stage, S. A. and Weller, R. A., 1986: The frontal air-sea interaction experiment (FASINEX); part II: experimental plan. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 67, 16–20.
- Storelvmo, T., Kristjansson, J. E., Lohmann, U., Iversen, T., Kirkevag A. and Seland, O., 2008: Modeling of the Wegener–Bergeron–Findeisen process — implications foraerosol indirect effects. *Environ. Res. Lett.* **3**, 10pp.
- Stull, B. R., 2009: An Introduction to Boundary Layer Meteorology. Springer Science + Business Media B. V.
- Szabó, Z. A., Istenes, Z., Gyöngyösi, A. Z., Bottyán, Zs., Weidinger, T., Balczó, M., 2013: A planetáris határréteg szondázása pilóta nélküli repülő eszközzel (UAV). *Repüléstudományi Közlemények, megjelenés alatt.*
- Szépszó, G. and Horányi, A., 2010: Validation of the dynamically adapted high-resolution wind forecasts for the wind power stations in Hungary. *Időjárás* **114**, 1–2, 57–77.
- Szintai, B., 2010: Improving the Turbulence Coupling between High Resolution Numerical Weather Prediction Models and Lagrangian Particle Dispersion Models. PhD Thesis. *Environmental Fluid Mechanics Laboratory*.
- Taylor, G. I., 1938: The spectrum of turbulence. Proc. R. Soc. 164, 476-490.
- Taylor, K. E., 2001: Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* **106**, *7183-7192*.
- Tél, T., 2003: Környezeti áramlások. Kézirat ELTE Elméleti Fizikai Tanszék
- Terra R., 2003: PBL Stratiform Cloud In homogeneities Thermally Induced by the Orography: A Parameterization for Climate Models. J. Atmos. Sci. 61, 644-663.
- Ungureanu, I., Stefan S., Nicolae, D., 2009: Investigation of the cloud cover and planetary boundary layer (PBL) characteristics using ceilometer CL31. *Romanian Reports in Physics* **62**, *396-404*.
- Verőné Wojtaszek, M., 2010: Fotointerpretáció és távérzékelés 3. A lézer alapú távérzékelés. *Nyugat-magyarországi Egyetem*.
- Vincze, I., 1968: Matematikai statisztika ipari alkalmazásokkal. Műszaki Könyvkiadó, Budapest.
- Wenhardt, T., 2009: Hegyhátsál térségében végzett repülőgépes mérések feldolgozása és elemzése. *ELTE Meteorológiai Tanszék, Szakdolgozat.*

Yessad, K., 2008: Users's guide to add new surface variables or new surface attributes in ARPEGE/IFS, ALADIN, AROME: cycle 35. *Meteo-France Technical Note, pp. 8.*

Internetes források

http://apollo.lsc.vsc.edu/classes/met455/notes/section7/2.html http://owww.met.hu/omsz.php?almenu_id=homepages&pid=numprog&mpx=0&kps=1&pri=5 http://transport.nilu.no/flexpart http://www.enrm.meteo.fr/surfex/IMG/pdf/surfex_scidoc_v2.pdf http://www.eol.ucar.edu/projects/ceop/dm/insitu/sites/baltex/lindenberg/falkenberg http://www.epa.gov/scram001/dispersion_prefrec.htm http://www.knmi.nl/kodac/ground_based_observations_climate/cabauw.html http://www.lmd.polytechnique.fr/chimere http://www.met.hu/levegokornyezet/hatterszennyezettseg/merohalozat/hegyhatsal http://www.mmm.ucar.edu/applications/les/les.php