

**Eötvös Loránd Tudományegyetem
Meteorológiai Tanszék**

**A szimulált planetáris határréteg magasság
érzékenysége a HUNSODA és MARTHA
talajadatbázisok használatára**



Készítette:
Laza Borbála
Meteorológus MSc, éghajlatkutatói szakirány

Témavezetők:
Dr. habil. Ács Ferenc
ELTE, Meteorológiai Tanszék
Breuer Hajnalka
ELTE, Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2012

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés	3
2. Módszerek	7
2.1. Mérési eszközök	
2.1.1. Wind profiler	
2.1.2. Radiométer	
2.2. PHR magasság becslő módszerek	
2.3. WRF modell	
2.4. Szignifikancia vizsgálat	
3. Adatok	18
3.1. Modellbeállítások	
3.2. Talajtextúra és talajparaméterek	
3.2.1. A talajtextúrák területi eloszlása a modellterületen	
3.2.2. A talaj hidraulikus tulajdonságainak parametrizálása	
3.2.3. Talajparaméterek	
3.3. Időjárás	
3.4. Mérési adatok	
4. Eredmények	26
4.1. A PHR magasság mérésekből meghatározott napi menete	
4.2. A szimulált és a mért bemeneti adatok különbségének napi menete és vertikális profilja	
4.3. A modell alapján becsült PHR magasság napi menete	
4.4. A mérésekből és a modelltől származtatott PHR magasságok közti különbségek	
4.5. A szegedi kivágotra szimulált PHR magasság és 2 méteres hőmérséklet napi menete	
4.6. A szegedi kivágotra vonatkozó PHR magasságok érzékenysége a talajadatbázis használatára szignifikancia vizsgálatok alapján	
4.7. A teljes modellterületre vonatkozó PHR magasságok érzékenysége a talajadatbázis használatára szignifikancia vizsgálatok alapján	
5. Konklúzió	47
6. Köszönetnyilvánítás	49
7. Irodalomjegyzék	50

1. Bevezetés

A numerikus időjárás előrejelzés a számítástechnika gyors léptékű fejlődésének köszönhetően a meteorológiában önálló tudománnyá vált. E diszciplína egyúttal nélkülözhetetlen a mai meteorológiai gyakorlatban is. A mezoskálájú folyamatokat is szimuláló első numerikus időjárás előrejelző modellek az 1970-es évek végén jelentek meg (*Anthes and Warner, 1978*), melyek több, később elterjedt numerikus előrejelző modell alapját is adják (pl. MM5 (*Dudhia, 1993*)). A légköri folyamatok hidro- és termodinamikai összefüggései alapján lehetővé vált e modellek megjelenésével a légkör állapotának számszerű leírása, mely az idő múlásával folyamatosan javult. Az egyre precízebb előrejelzésre való törekvés elősegítette a fizikai folyamatok minél egzaktabb, mélyebb megértését és egyben leírását, valamint a modellek különböző parametrizációinak fejlesztését. Az előrejelző modellek szélesebb körű elterjedésére az 1990-es évek végén került sor. Napjainkban már több ilyen operatíván is működő modell van: pl. a Lokal-Model – DWD (*Doms and Schättler, 1997*), az Unified Model – UKMO (*Davies et al., 2005*), vagy a JMA-MSM – JMA (*Saito et al., 2006*) és még sorolhatnánk. Az egyik legelterjedtebb modell a WRF (**W**eather **R**esearch and **F**orecasting **M**odel) mezoskálájú modell (*Dudhia, 2006*), melyet számos országban alkalmaznak. Diplomamunkámban a számítások elvégzéséhez ezt a numerikus modellt használtuk, mellyel mind operatív előrejelzési feladatok, mind pedig kutatási célok megvalósíthatóak (*Dudhia, 2006*). Kifejlesztése az Amerikai Egyesült Államok Nemzeti Légkör Kutatási Központja (NCAR) és Nemzeti Központi Előrejelző Intézete (NCEP) nevéhez fűződik számos egyetem munkájának bevonásával. A szakmai nyilvánosság elé 2000 végén került legelőször, majd ezt követően sorozatos fejlesztéseket végeztek rajta.

A mezoskálájú, nem-hidrosztatikus modellekkel olyan folyamatok is vizsgálhatók, mint a zivatarfelhők képződése, a hegyekben a völgyi és a vízpartokon a parti szél jelensége, vagy a városi hősziget kibontakozása. E folyamatok nagymértékben függenek a felszín energiamérlegétől és a felszín tulajdonságaitól (pl. *Avissar and Liu, 1996; Pielke et al., 1997*). Ezért a numerikus előrejelző modellek felszíni sémáinak elengedhetetlen feladata a talaj-növény-felszín közeli légkör rendszer folyamatait kellő precizitással leírni mind mezo-, mind pedig globális skálán. E felszínen és a felszín közelében zajló biofizikai folyamatok légkörre gyakorolt hatását *Charney (1975)* ismerte fel. Azóta a felszín-légkör rendszer kölcsönhatásainak fontosságáról számos tanulmány, érzékenységi vizsgálat született az elmúlt évtizedekben, melyekben e kölcsönhatások típusa és mértéke került a

vizsgálat középpontjába (*Walker and Rowntree, 1977; Deardorff, 1978; Shukla and Mintz, 1982; Sud et al., 1988; Xue, 1997; Betts, 2001; Betts and Viterbo, 2005*). Így a mezoskálájú modellekben és a WRF-ben is a talaj-növény-légkör rendszer folyamatainak leírása igen részletes lett. Ezen LSM (**L**and **S**urface **M**odel) almodellek komplexitása széles határok között változik: vannak egyszerűbb, 2-3 rétegű modellek (*Deardorff, 1978*), de vannak akár 10 rétegű, teljes hő- és vízforgalmat leíró, a növényzet fiziológiáját is figyelembe vevő (*Chen and Dudhia, 2001*) modellek.

A felszín-légkör kölcsönhatás vizsgálatok céljait 2-2 csoportra oszthatjuk: a talaj illetve növényzet hatásának vizsgálatára a csapadékképződésre, valamint a határréteg transzport-folyamataira. Dolgozatomban a talaj határrétegre gyakorolt hatásával foglalkozom. A talaj és a planetáris határréteg (PHR) alsóbb rétegeinek kapcsolatát az 1990-es évek óta vizsgálják (*Sun, 1993a,b*). Ezzel párhuzamosan láttak napvilágot azok a munkák, melyek a talajnedvesség és a konvekció kapcsolatát feszegették (*Chang and Wetzel, 1991; Betts and Ball, 2001, Pielke, 2001*). Megállapították, hogy a felszíni szenzibilis és látens hőáramok aránya egyértelműen meghatározza a PHR-ben zajló folyamatokat; ez az arány ugyanakkor a talajnedvesség függvénye, ami a talaj hidraulikus tulajdonságainak függvényében alakul. A hidraulikus tulajdonságok kifejezetten bizonytalannak mondhatók, azaz széles határok között változnak, márpedig a további összetevőktől való függésük miatt. Az egyik meghatározó tényező a talaj fizikai félesége, avagy a talajtextúra hatása, melyet a szakirodalomban már korábbi tanulmányok leírtak (pl. *Mihailovic et al., 1992*). Három fő fizikai féleséget különböztetünk meg: a homokot (a szemcsék átmérői 0,2 - 2 mm közöttiek), az iszapot (a szemcsék átmérői 0,002 - 0,2 mm közöttiek) és az agyagot (a szemcsék átmérői 0,002 mm alattiak). Manapság a talajfizikában és a légköri modellekben használt fizikai féleségek száma azonban nagyobb (*Zobler, 1986; Chen and Dudhia, 2001; Balsamo et al., 2006*). A magyarországi alkalmazásokban (*Nemes, 2003*) 11 textúrát különböztetünk meg. A talajtextúra mellett a felhasznált adatbázis is meghatározó (pl. *Schaap and Leij, 1998; Pachepsky and Rawls, 1999*). A különböző talajosztályozásokban szereplő, egyes textúrákat meghatározó talajszemcsék méreteloszlása különböző (*Nemes, 2002*), így az adatbázistól való függés feltételezése indokolt. Ehhez hozzájárul az is, hogy a méreteloszlás mellett különböző talajadatbázisok talajmintáinak száma is eltérő, valamint az is, hogy az egyes talajtextúrákat meghatározó szemcseméret tartományok is eltérhetnek egymástól. Így, például, egy nagyobb tartományt lefedő textúrán belül is lehetnek jelentős eltérések a hidraulikus tulajdonságok értékeiben, mert a talajminták összetétele nagyobb szórást

mutat, mint egy kis tartományt lefedő textúra esetén (Nemes, 2003; Nemes et al., 2005; Braun and Schädler, 2005).

A talajnedvesség karakterisztikák PHR szerkezetét befolyásoló szerepe már korábbról ismert (Zhang and Anthes, 1982; Pielke, 1984; Avissar and Schmidt, 1998). A talajnedvesség hatását a felszíni energiamérlegre és a határretegére nézve vizsgálták különböző talajnedvesség tartalom (McCumber and Pielke 1981; Santanello et al., 2005; Quintanar et al., 2008), talajtextúrák (Niyogi et al., 1999; Raman et al., 2005), más és más talaj hidraulikus függvények (Cuenca et al., 1996; Shao and Irannejad 1999) és különböző szórású talajparaméterek (Ek és Cuenca, 1994; Teuling et al., 2009) esetén. E vizsgálatok közös eredménye az, hogy zavartalan napsütés, gyenge advekción és átlagos légnedvesség mellett a PHR magassága mindig kisebb a nedves, mint a száraz talaj fölött.

Célkitűzés

Láthattuk, hogy a talajnedvesség – a látens hőáramot befolyásolva – hatással bír a PHR-ben zajló folyamatokra. A talajnedvességet azonban több talaj hidrofizikai tulajdonság is meghatározza. Bár a talajfizikusok számára már régóta ismert volt, hogy a talajadatbázisok között jelentős talajparaméterbeli különbségek is lehetnek, e tény jelentőségével meteorológiai szempontból csak néhány tanulmány foglalkozott. A konvektív csapadékkal járó időjárási viszonyokkal Gao et al. (2004) és Horváth et al. (2007, 2009) foglalkoztak először. Ács et al. (2010) és Breuer et al. (2011) megmutatták, hogy a különböző talajadatbázisokra a csapadék területi eloszlása szignifikánsan eltér, azonban külön a határreteg magasságra vonatkozóan nem születtek ilyen elemzések. E hazai vizsgálatokba bekapcsolódva szakdolgozat és TDK dolgozat keretén belül (Laza, 2009, 2010) foglalkoztam a felszíni energiaháztartás és a PHR magasság talajadatbázisra való érzékenységének vizsgálatával néhány esettanulmányt végezve. Az MM5 modellel készített szimulációkhoz azonban nem állt rendelkezésünkre mérési adat, mellyel a nappali határreteg magasság becslés jóságát is tesztelhettük volna. Mindezek mellett e vizsgálatokban a HUNSODA (HU) és az egyesült államokbeli USDA talajadatbázist használtuk fel a modellfuttatások során, jelenleg pedig két magyarországi használatút, a HUNSODA (HU) és a nemrég összeállított, szélesebb körű MARTHA (MA) talajadatbázisokat vetjük össze. Előbbi a világszerte használt amerikai talajadatbázis globális alkalmazhatóságát kérdőjelezte meg. A HU és az MA talajadatbázisok

összevetését előző munkánkban (*Breuer et al.*, 2012) csak két teszt nap esetére volt lehetőségünk elvégezni. Diplomamunkámban e vizsgálat kiterjesztését tűztem ki célul, az alábbi szempontok alapján:

- A PHR magasság a modell outputjaiból rendelkezésre áll, azonban mérése a mai napig problémát jelent a meteorológusok számára. A szakirodalom számos eljárást leír e probléma kiküszöbölésére, de elfogadott egyezmény nincs arra vonatkozóan, hogy melyik módszer a legjobb ezek közül. Dolgozatomban 16 ilyen számítási eljárást fogok alkalmazni és elemezni a PHR magasság mérésekből (radiométer, wind profiler) történő meghatározására.

- Ezt követően a modellezett PHR magasságot a mérések alapján megpróbálom verifikálni.

- Végül a HU és az MA talajadatbázisból meghatározott talajparamétereknek a modellezett PHR magasság napi menetére kifejtett hatását vizsgálom.

- A vizsgálatokat egy teljes hónap (2011. augusztus) WRF szimulációs és mérési eredményei alapján végeztem el.

2. Módszerek

2.1. Mérési eszközök

Mért adatainkat az Országos Meteorológiai Szolgálat állította rendelkezésünkre, melyek a szegedi obszervatórium wind profiler és radiométeres méréseit tartalmazzák.

2.1.1. Wind profiler

A wind profiler segítségével – mint ahogy a nevében is benne van – a szélesség és szélirány vertikális eloszlásáról kaphatunk képet. Működési elve a Doppler-eltolódáson alapul, ugyanis a műszer függőleges és közel függőleges elektromágneses nyalábokat bocsát a légkörbe, melyek a különböző részecskékről visszaverődnek. A kibocsátott jelek ciklikusan a vizsgált irányba mutatnak. A visszaérkező jel frekvenciája az említett Doppler-effektus miatt eltolódik, s ez a megváltozás a szélességnek a hullámterjedés irányába eső komponensével arányos. Emiatt egy sugárnyalábbal a szélnek csupán egy összetevője mérhető, így a nyaláboknak minimum három irányba szükséges mutatniuk ahhoz, hogy háromdimenziós képet kapjunk a légmozgásokról. A visszatérő radarjelek időkézése alapján pedig képet kaphatunk az adott részecskék mozgásáról, ebből következtetve a szél sebességére és irányára. Legtöbbször egy függőleges és két, a függőlegestől 5°-20°-kal eltérő radarnyalábot szoktak alkalmazni. Wind profilerrel a magassági szél mérésére is képesek vagyunk, ugyanis 15 km a maximális magasság, ameddig megadható segítségével a szélprofil.

2.1.2. Radiométer

A mikrohullámú radiométerek használata a rövid távú előrejelzések tökéletesítésén fáradozó szakemberek számára kifejezetten fontossá vált, ugyanis segítségével közel folytonos képet nyerhetünk a légkör olyan fontos állapotjelzőiről, mint a hőmérséklet, a nedvességtartalom, illetve a felhővíztartalom. E mérések nagy felbontású mezoskálájú modellek és előrejelzések számára nagy segítséget jelentenek, főként ha wind profileres mérésekkel vannak kombinálva. Ezen felül alkalmasak a planetáris határretegbeli légszennyezés-transzport előrejelzésére, illetve a repülésmeteorológia számára elengedhetetlenül fontosak túlhűlt víz jelenléte és a jégképződés előrejelzése szempontjából. A műszer passzív mérőeszköz, sugárzásintenzitást mér, 12 különböző frekvencián, 22 GHz (vízgőz emissziós frekvenciája) és 60 GHz (molekuláris oxigén emissziós frekvenciája) között. A vízgőz és az oxigén frekvenciájának környezetében 21 és

14 frekvencián, valamint egy infravörös csatornán is méri a sugárzásintenzitást. 10 km-es magasságig képes mérni a különböző állapotathatózókat.

2.2. *PHR magasság becslő módszerek*

A PHR, definíció szerint a légkörnek azt a néhány km vastagságú rétegét jelenti, ahol a súrlódás befolyásoló hatása érvényesül, e fölött található a szabad légkör, ahol pedig már gyakorlatilag nincs hatása a talajfelszínnek (*Rákóczi, 1988; Stull, 1988*). A PHR-ben – a turbulens folyamatoknak köszönhetően – számos légköri állapotathatózó térbeli változékonysága lecsökken. A magasságának (ez gyakorlatilag a PHR vastagsága) napi menete van. A nappali órákban a besugárzás felmelegíti a felszín, a felszín pedig – a hőszállítás következtében – a hidegebb, magasabban elhelyezkedő levegőt. Ez a levegő turbulens átkeveredésével jár, hatására pedig megnövekszik a PHR vastagsága. Az éjszakai órákban a radiációs hűlés mérsékli, csillapítja az átkeveredést, melynek következtében a PHR magassága lecsökken. Bár a turbulencia fő okozója a felhajtó erő, ez nem kizárólagos feltétel, hiszen a szélnyírás ugyancsak a turbulenciát erősíti. Szerkezetét tekintve – napszaktól függően – több részre oszthatjuk. A felszín közeli rétegben a kis skálájú örvényeknek köszönhetően a nedvesség, a hő és a momentum fluxus nem változik a magassággal. Ennek eredményeképpen ebben a néhány 10 m magas rétegben a potenciális hőmérséklet (Θ), a nedvesség (r) és a szélesség (u) folytonosan változik a magassággal. E réteg fölött található a klasszikus értelemben vett határréteg, melyet – a turbulens folyamatok miatt – keveredési rétegnek is neveznek. Itt a Θ , r és u közel állandó a magasság változásával. A PHR tetejét bekeveredési rétegnek is nevezzük, mert e réteg kapcsolja össze a keveredési réteget a szabad légkörrel. Minthogy a PHR-re a 3-dimenziós turbulencia a jellemző, a bekeveredési rétegben jellemzően egy törés figyelhető meg a nedvesség, hő és momentum, valamint a légköri nyomanyagok koncentrációjának profiljában is. A mérések alapján történő határréteg magasság becslő módszerek többsége ezt a nagy változást, vagy az állandóság megszűnését keresi. Éjjel a határréteg stabilissá válik, magassága csak 100 m körülivé csökken. Felette a tárolási vagy maradék réteg található, majd ezt követi a szabad légkör.

A PHR szerkezetének és meghatározó folyamatainak ismeretében különböző becsléseket tudtam alkalmazni a PHR magasságára vonatkozóan, ugyanis a wind profiler és a radiométer által mért adatok közvetlenül nem alkalmasak erre. 16 ilyen számítási

módszert alkalmaztam, melyek közül 7 módszer eredményei szolgáltatottak olyan PHR magasságokat, melyek napi menettel rendelkeztek és a PHR nappali magasságát a szakirodalmi keretek között (1000-3000 m) határozták meg. Az alábbiakban részletes kifejtésre kerül e 7 módszer. A feltételek többségét a COST-710 program eredményei alapján (*Seibert et al.*, 1997) választottam a rendelkezésre álló adatok alapján.

A radiométeres mérések adatainak felhasználásakor több feltételt alkalmaztam, melyek a határreteg és a szabad légkör állapothatározói közötti gradiensek törése (nagy különbségek) alapján becsülik a PHR magasságot. Ezek a következők:

1. A PHR addig a magasságig terjed, ahol a potenciális hőmérséklet változása két szint között maximális (*Oke*, 1988; *Stull*, 1988; *Sorbjan*, 1989).

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} = \max$$

2. A PHR addig a magasságig terjed, ahol a potenciális hőmérséklet a felszíni potenciális hőmérséklethez képest 2%-kal kisebb. (*Stull*, 1983).
3. A PHR addig a magasságig terjed, ahol a potenciális hőmérséklet gradiense átlépi a kritikus értéket (3,5 K/km) (*André and Mahrt*, 1982).

A 3. számítási módszer esetén először azt határoztuk meg, hogy a légkör az adott pillanatban a legalsó szinten milyen állapotot vesz fel, azaz stabilis, vagy labilis. Ennek függvényében alakítottuk a számítás menetét. Stabilis esetben az a szint a PHR magassága, ahol a potenciális hőmérséklet gradiense kisebb a kritikus értéknél (3,5 K/km), labilis esetben pedig ahol meghaladja azt.

Részecske módszer segítségével:

4. A PHR magassága az emelési kondenzációs szint magasságát jelenti, mely száraz adiabatikus emelkedés során az a magasság, ahol a részecskéhez tartozó keverési arány megegyezik a felszíni harmatponthoz tartozó keverési aránnyal.
5. A PHR magassága a szabad konvekciós szint magasságát jelenti, melyet úgy kaphatunk meg, hogy az emelési kondenzációs szintet elérve a részecske nedves adiabatikusan emelkedik tovább addig a magasságig, ahol a részecske hőmérséklete meg nem egyezik a környezet hőmérsékletével.

Mindkét adatsort, tehát a wind profileres és a radiométeres mérések adatait felhasználva a következő számítási módszert alkalmaztuk:

6. A gradiens Richardson (Ri) szám

$$Ri = \frac{g}{T_0} \frac{\partial \theta / \partial z}{(\partial u / \partial z)^2 + (\partial v / \partial z)^2}$$

(g : nehézségi gyorsulás, T_0 : hőmérséklet, θ : potenciális hőmérséklet, u, v : szélességi komponensek) alakulásának függvényében is meghatározható a PHR magassága. A Ri szám a hő által indukált és a szélnyírás által generált turbulencia hányadosa. A PHR magasság Ri szám alapján történő becslése azon a feltételezésen alapul, hogy egy kritikus Ri számon túl a PHR-beli folytonos turbulencia megszűnik, jelezve a szabad légkör kezdetét. A kritikus Richardson szám a kiindulási áramlás labilitásától függ. Ha kezdetben lamináris az áramlás, akkor a kritikus Ri szám 1-gyel egyenlő, míg kezdeti turbulens áramlás esetén ez az érték 0,25 (*Stull*, 1988). Ennek figyelembe vételével a Ri szám alakulása a felszíntől felfelé vizsgálva:

- a. ha a felszínen turbulens az áramlás ($Ri < 1$), akkor azt a szintet nevezzük a PHR magasságának, ahol laminárisává válik az áramlás ($Ri > 1$),
- b. ha a felszínen lamináris az áramlás ($Ri > 1$), akkor azt a szintet nevezzük a PHR magasságának, ahol a magasság növekedésével az áramlás turbulensbe fordulását ($Ri < 0,25$) (*Vogelezang and Holtslag*, 1996) követően ismét laminárisává válik az áramlás ($Ri > 1$).

A mérések és a modell esetében a parciális differenciálokat véges differenciákkal helyettesítettük. Ez esetben beszélhetünk a bulk Ri számról (Ri_b). A Ri_b szám kritikus értékei elvileg nem egyeznek meg a gradiens Ri szám kritikus értékeivel, ugyanakkor a hiszterézis ebben az esetben is teljesül. A kritikus szám értékeit tekintve labilis esetben 0,1 és 0,5, stabilis esetben pedig 0,6 és 2 közé tehető (*Zilitinkevich and Baklanov*, 2002; *Jericevic and Grisogono*, 2006), de többségében a kritikus gradiens Ri szám alkalmazható, ezért ezen nem változtattunk.

A wind profileres mérések adatainak felhasználásával a következő számítási módszert alkalmaztuk:

7. A PHR addig a magasságig terjed, ahol az 5 mért SNR (jel-zaj arány) érték mediánjának korrigált értéke a maximumot veszi fel (*Angevine et al.*, 1994; *Dye et al.*, 1995; *White et al.*, 1991).

Közvetlenül a PHR felett elhelyezkedő bekeveredési rétegben kis skálájú fluktuációk jelenlétének következtében a törésmutató (refraktív index) (C_n^2) értékeiben egy maximum alakul ki. A radar reflektivitása a C_n^2 -tel egyenesen, a radar hullámhosszával pedig fordítottan arányos, a visszaérkező jel zajának számítása után meghatározható a jel-zaj arány, melyet közvetlenül mér a wind profiler, ezáltal az SNR alkalmas a PHR magasságának becslésére (*Otterson, 1969*).

A vizsgálatok során alkalmazott 16 módszer közül a nem valóságszerű eredményeket az alábbi módszerekkel kaptuk:

- A PHR addig a magasságig terjed, ahol a keverési arány változása két szint között minimális (*Seidel et al., 2010*).

$$\frac{\partial r}{\partial z} = \min$$

- A PHR addig a magasságig terjed, ahol a szélesség vagy a szélirány gradiense két szint között maximális (*Seibert et al., 1997*).
- A PHR addig a magasságig terjed, ahol a szélnyírás maximális (*Kitaigorodskii and Joffre, 1988*).
- A Ri szám alakulásának vizsgálata a legmagasabb szinttől a felszín felé haladva: azt a szintet nevezzük a PHR magasságának, ahol a magassággal a felszín felé haladva az áramlás laminárisává válását ($Ri > 1$) követően az turbulenssé válik ($Ri < 0,25$).
- Az 1. számítási módszer elvén alapulón megvizsgáltuk az ekvivalens és a virtuális potenciális hőmérsékletekre vonatkozóan is a vertikális változás maximális értékét felvevő szint magasságát. E két változónál az 1. módszer eredményével megegyező magasságokat kaptunk, így ezek a továbbiakban nem kerülnek bemutatásra.
- A 3. számítási módszer elvén alapulón megvizsgáltuk az ekvivalens és a virtuális potenciális hőmérsékletekre vonatkozóan is a gradiensek kritikus értéket (3,5 K/km) átlépő szintjének magasságát. Az 1. módszerhez hasonlóan itt is közel azonos értékeket kaptunk a három változóra, így ezek az eredmények sem kerülnek bemutatásra a továbbiakban.

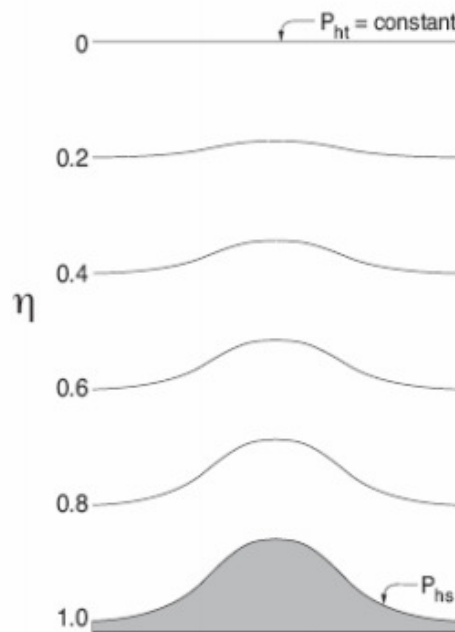
2.3. WRF modell

A számítások WRF 3.3.1.-es verziójával készültek (Skamarock et al., 2008). A WRF modell a mezoskálájú numerikus időjárás előrejelző modellek új generációjának tagja, széles mérettartományon alkalmazható, az 1 méteres karakterisztikus skálától egészen az 1000 km-esig képes modellezni a légkört. A különböző felhasználási céloknak megfelelően kétféle dinamikai alrendszerrel rendelkezik. Az NMM (Nonhydrostatic Mesoscale Model) alrendszer elsősorban operatív használatra készült, míg az ARW (Advanced Research WRF) alrendszert főként kutatási céloknak megfelelően fejlesztették, hiszen itt érhetők el – többek között – az idealizált esettanulmányok, a levegőkémiai kiegészítő rendszer, illetve a regionális klímamodellezéshez szükséges kódrészletek.

A modell futtatásához elengedhetetlenül szükséges kezdeti feltételek előállítása a munkafolyamat első lépése. A modell előfeldolgozó rendszere (WPS) előállítja a felhasználó által meghatározott horizontális rácsot, az esetleges beágyazott területekkel (nest) együtt. A WPS az időtől független felszíni adatokat (pl.: szárazföld-vízfelszín, talajtípus, földhasználat típusa) is interpolálja (*geogrid.exe* programmal) az előrejelzési tartományra. E folyamatot a rendelkezésre álló globális modellekből (pl. ECMWF, GFS) származó grib formátumú adatok netcdf formátummá konvertálása követi (*ungrib.exe* programmal). A diplomamunka készítése során a GFS modell adatai kerültek felhasználásra. A *metgrid.exe* program e meteorológiai adatokat horizontálisan és vertikálisan interpolálja a modelltartományra, ezzel előállítva a WRF számára szükséges input adatokat. E szegmensben történik a modellhez tartozó alsó határfeltételek előállítása is. Ezután következik a *real.exe* program futtatása, amely az inicializáció és a vertikális modellszintek előállításáért felelős. A WRF modell a felszínkövető η -koordináta-rendszert használja, amely szintjeire történő interpoláció leglényegesebb eleme a hidrosztatikus egyensúlyban lévő szintek kialakítása. Ez alapvető szerepet játszik a későbbi modelldinamikában, mert a modell külön számítja a hidrosztatikus és nem-hidrosztatikus elemeket. Azt követően, hogy a program előállította a modell 3 dimenziós kezdeti- és peremfeltételeit, megkezdődik az időbeli és térbeli integrálás folyamata (*wrf.exe* programmal). A modellfuttatás ezen része teszi ki az futási idő döntő hányadát. A modellben a légkör teljesen összenyomható, az egyenletek nem-hidrosztatikusak. Az egyenletek felírásához egy felszínkövető hidrosztatikus nyomási koordinátát (η) alkalmaznak, mely definíció szerint a következő:

$$\eta = \frac{p - p_t}{p_s - p_t}$$

ahol p a nyomás hidrosztatikus része, p_t és p_s a modell által meghatározott legfelső szintbeli, illetve a felszíni légnyomás. Ez az érték 0 és 1 között változik, azaz a felszínen 1, a légkör tetején pedig 0-val egyenlő. Az η -koordináta-rendszer követi a domborzatot a felszínen, a magasban pedig felfelé haladva egyre jobban kisimulnak az egyes szintek, a megadott konstans legfelső nyomási szintig (1. ábra).



1. ábra: A WRF-ARW rendszer által alkalmazott η -koordináta-rendszer (Skamarock et al., 2008).

A vertikális rácstávolság a magassággal változik, a horizontális síkon pedig a szakirodalom az Arakawa-C rács alkalmazását ajánlja (Mesinger et al., 1976).

Az alábbi parametizációkat használtuk a modell futtatása során:

- WSM3 mikrofizikai séma: egy-momentumos séma, melyben a felhők víz-, hó- és jégrészecskéinek darabkoncentrációja kerül kiszámításra (Hong et al., 2004).
- RRTM (Rapid Radiative Transfer Model) hosszúhullámú sugárzási séma (Mlawer et al., 1997).
- Dudhia (1989) rövidhullámú sugárzási sémája, mely az MM5-beli rövidhullámú sugárzási modul, de az MM5 modellel ellentétben ez itt egy választható séma.

Egyszerű felülről lefelé integráló séma, melyben a felhők és a légkör sugárzás elnyelése és szórása egyaránt kiszámításra kerül.

- MM5 felszín közeli séma: a Monin-Obukhov hasonlósági elméleten alapul (*Monin and Obukhov, 1954*), a viszkózus alsó réteg használatával és az általános hasonlósági függvények táblázatból származó értékeinek felhasználásával.
- Noah felszíni séma, mely egy 4 rétegű talajsémát alkalmaz, a hővezetést Fourier egyenletével, míg a vízáramot a talajnedvesség potenciál alapján határozza meg. A szárazföldi felszín párolgását a felszín növényi borítottsága alapján határozza meg. Az evaporáció csak a talajnedvesség függvénye, míg a transzspiráció a sztómák nyitottságától függ, ami pedig a sugárzás, a légnedvesség, a hőmérséklet és a talajnedvesség függvénye. (*Chen and Dudhia, 2001*).
- Yonsei University PHR séma: Nem-lokális K-séma, mely a labilis keveredési rétegben parabolikus K profilt határoz meg, valamint a keveredési réteg és a szabad légkör között külön bekeveredési réteggel számol (*Hong et al., 2006*).
- Kain-Fritsch cumulus séma: Mély és sekély konvekciót egyaránt számító séma, mely a tömegáram közelítésen alapszik (*Kain, 2004; Kain and Fritsch, 1990, 1993*).

A vizsgálat céljából nagy horizontális felbontású (<2 km) futtatásokat is végeztünk. A rendelkezésre álló globális adatok durva felbontása miatt, ehhez ún. beágyazásra volt szükség. E beágyazott tartomány körül 4-5 rácspont távolságú átmeneti tartományt is kellett megadni a modell számára. A modell futtatásakor az általunk alkalmazott beágyazás egyirányú volt.

A modell futtatását Gyöngyösi András Zénó vezetésével Richter Péter végezte. Ezt követően az utófeldolgozásra került sor. A korábbi, MM5-ben használt bináris fájlokhoz képest könnyebben kezelhető netCDF formátumban előállított output adatok átszámítása meteorológiai alapmenyiségekké (horizontális koordináta-rendszer probléma kiküszöbölése) a WRF modell utófeldolgozó rendszerével történt. A végeredmény grafikus ábrázolására különböző, központilag fejlesztett programok vannak. Ezen eredményekkel azonban további számításokat végeztem így az utófeldolgozás szoftvereit nem is használtam, hanem a saját Fortran programjaim alapján végeztem ezt el. Az eredeti, modell által konstruált Lambert-féle görbe vonalú koordináta-rendszert a WRF utófeldolgozó programja bilineáris interpolációval állítja elő az egyenes vonalú célmezőre, melyhez a 4 legközelebbi rácspontot használja fel. Saját számításaimban szintén a 4 legközelebbi

rácspontot használtam fel, de az inverz disztáns interpoláció módszerével dolgoztam, mely az előbbi módszerrel azonos eredményeket ad. Az eredmények ábrázolásához a GMT (Generic Mapping Tools) programcsomagot használtam.

2.4. Szignifikancia vizsgálat

A szenzibilis és látens hőáram, a 2 méteres hőmérséklet és a planetáris határréteg magasságának érzékenységet a talajadatbázis használatára szignifikancia vizsgálatok alapján becsültem. Mind a négy változó függ a napsugárzástól és jellegzetes napi menettel rendelkezik. A szignifikancia vizsgálatot a következő statisztikai módszer alapján végeztem. Első lépésként minden rácspontra (i,j) és időlépcsőre (t) az adatsorok várható értékét, $m_{i,j}(t)$ -t határozzuk meg a Fourier-sorfejtés alapján,

$$m_{i,j}(t) = a_0 + \sum_{k=1}^2 [a_k \cdot \cos(\omega_k \cdot t) + b_k \cdot \sin(\omega_k \cdot t)]. \quad (1)$$

Az egyenlet együtthatóit, a_0 -t, a_k -t és b_k -t olyan lineáris egyenletrendszer megoldásával kapjuk meg, amelyben szerepel az adott változó HU esetre (HUNSODA adatbázis) vonatkozó értéke ($A_{i,j}^{HU}$). Ugyanígy meghatározzuk a $\mu_{i,j}(t)$ várható értéket is az MA esetre (MARTHA adatbázis). Itt az $A_{i,j}^{MA}$ értékeket használjuk fel. ω -t a következőképp adjuk meg:

$$\omega_k = k \cdot \frac{2\pi}{T}, \quad (2)$$

ahol $k=1,2$; T pedig a számításba vett időlépcsők darabszámát jelenti.

A várható értékek meghatározása után a szórást, $d_{i,j}(t)$ -t számoljuk ki, szintén a Fourier-sorfejtés alapján

$$d_{i,j}^2(t) = e_0 + \sum_{k=1}^2 [e_k \cdot \cos(\omega_k \cdot t) + f_k \cdot \sin(\omega_k \cdot t)], \quad (3)$$

ahol az együtthatókat az adott változók és a várható értékük különbségéből határozzuk meg a korábbiakhoz hasonló módon, szintén egy lineáris egyenletrendszer megoldása alapján. Az MA esetben ugyanezt az értéket $\delta_{i,j}(t)$ -vel jelöljük és ugyanúgy határozzuk meg, mint az előbbi esetben a $d_{i,j}(t)$ -t.

A következő lépésben a sztochasztikus folyamat standardizáltját (X_t, Y_t) számítjuk ki mindkét esetre az alábbi módon:

$$X_{i,j}(t) = \frac{A_{i,j}^{HU}(t - m_{i,j}(t))}{d_{i,j}(t)}, \quad (4)$$

$$Y_{i,j}(t) = \frac{A_{i,j}^{MA}(t) - \mu_{i,j}(t)}{\delta_{i,j}(t)}, \quad (5)$$

ahol $A_{i,j}^{HU}(t)$ és $A_{i,j}^{MA}(t)$ az adott változó modellfuttatással kapott értékei az egyes rácspontokra vonatkozóan.

Statisztikai vizsgálatunk H_0 nullhipotézise az, hogy a két adatsor között nincs szignifikáns különbség, azaz, hogy a $Z_{i,j}(t) = X_{i,j}(t) - Y_{i,j}(t)$ különbségek várható értéke egyenlő lesz 0-val. A folyamat sztochasztikus volta miatt az időben egymást követő elemek között összefüggés van, így autokorrelációs folyamatról beszélünk, tehát szükségünk volt az autokorrelációs együttható $(\alpha_{i,j})$ értékére is, amellyel az egyes elemek közötti kapcsolatot írjuk le:

$$\alpha_{i,j} = \frac{\sum_{t=2}^T [(Z_{i,j}(t) - \overline{Z_{i,j}}) \cdot (Z_{i,j}(t-1) - \overline{Z_{i,j}})]}{\sum_{t=2}^T (Z_{i,j}(t-1) - \overline{Z_{i,j}})^2}, \quad (6)$$

mely egyenletben $\overline{Z_{i,j}}$ a becült minták időbeli átlaga.

Ezt követően meghatározzuk $g_{i,j}(t)$ -t, a változók és várható értékük közötti különbségek szórását Fourier-sorfejtés alapján, illetve egy lineáris egyenletrendszer megoldásával.

Vizsgálandó próbastatisztikánk meghatározásához szükségünk van a becült szórásnégyzetre $(s_{i,j}^2)$, illetve a minták különbségének standardizáltjára $(Z_{i,j}^*(t))$:

$$s_{i,j}^2 = \frac{1}{T} \sum_{t=1}^T (Z_{i,j}(t) - \overline{Z_{i,j}})^2 \text{ és} \quad (7)$$

$$Z_{i,j}^*(t) = \frac{A_{i,j}^{HU}(t) - A_{i,j}^{MA}(t)}{g_{i,j}(t)}. \quad (8)$$

Statisztikai vizsgálatunk H_0 nullhipotézise az, hogy a két adatsor között nincs szignifikáns különbség, azaz $m_{i,j}(0) = Z_{i,j}(t) = X_{i,j}(t) - Y_{i,j}(t) = 0$. Ezek alapján meghatározható a $Pt_{i,j}$ próbastatisztika

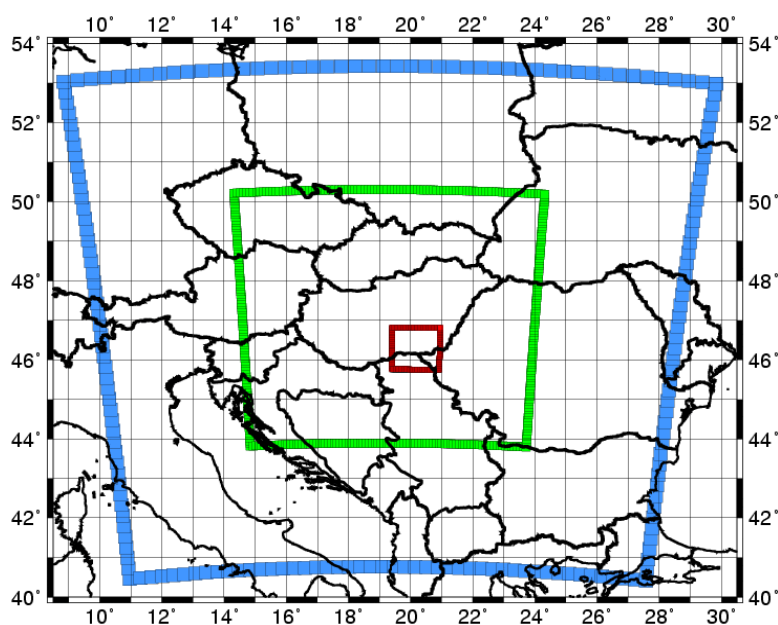
$$Pt_{i,j} = \frac{\overline{Z_{i,j}^*} - m_{i,j}(0)}{\sqrt{\frac{1 + \alpha_{i,j}}{1 - \alpha_{i,j}} \cdot \frac{s_{i,j}^2}{T}}}, \quad (9)$$

ahol $\overline{Z_{i,j}^*}$ a $Z_{i,j}^*(t)$ időbeli átlaga. Legvégül $Pt_{i,j}$ -re t-próbát végzünk el háromféle szignifikancia szinttel ($P_1=0.01$ és $P_2=0.05$ és $P_3=0.1$).

3. Adatok

3.1. Modellbeállítások

A modell futtatásához az első lépés a szükséges kezdeti feltételek előállítása, illetve a peremfeltételek megadása. A kezdeti és peremfeltételek az Amerikai Egyesült Államok Nemzeti Éghajlati Adatközpontja (NOAA) által futtatott GFS (Global Forecast System) modell adatai alapján lettek megadva. Az adatok 1 földrajzi fokos felbontással 6 óránként állnak rendelkezésre 00, 06, 12 és 18 UTC időpontokban. A peremfeltételeket a modell a *real.exe* program segítségével óránként állítja elő a 6 óránkénti globális adatokból. A modell számára szükséges légköri és felszíni változók a nyomás, a felszíni nyomás, a hőmérséklet, a relatív nedvesség, a szél horizontális komponensei, a geopotenciális magasság, illetve a 4 rétegben rendelkezésre álló talajnedvesség és talajhőmérséklet. Mivel a globális adatok 1 földrajzi fokos (≈ 110 km) felbontásúak, ezért egy közbülső modellterület beiktatása szükséges, mielőtt 10 km-nél kisebb modellfelbontást használnánk. Így a modellterület legkülső szegmense, Közép-Európa térsége 30 km-es felbontású, melyre nem készítettünk elemzést. Ezen belül Magyarország, illetve a Kárpát-medence térségének (későbbiekben: teljes modellterület) horizontális felbontása 7,5 km-es, míg a Szeged és környékére vonatkozó (későbbiekben: szegedi) kivágat 1,875 km-es (2. ábra). A szegedi kivágatra nem volt cumulus parametrizáció alkalmazva, mert térbeli felbontása már nem teszi szükségessé a használatát. A modell mindhárom tartományban 27 vertikális szintet definiál.



2. ábra: A modellezett területek határai.

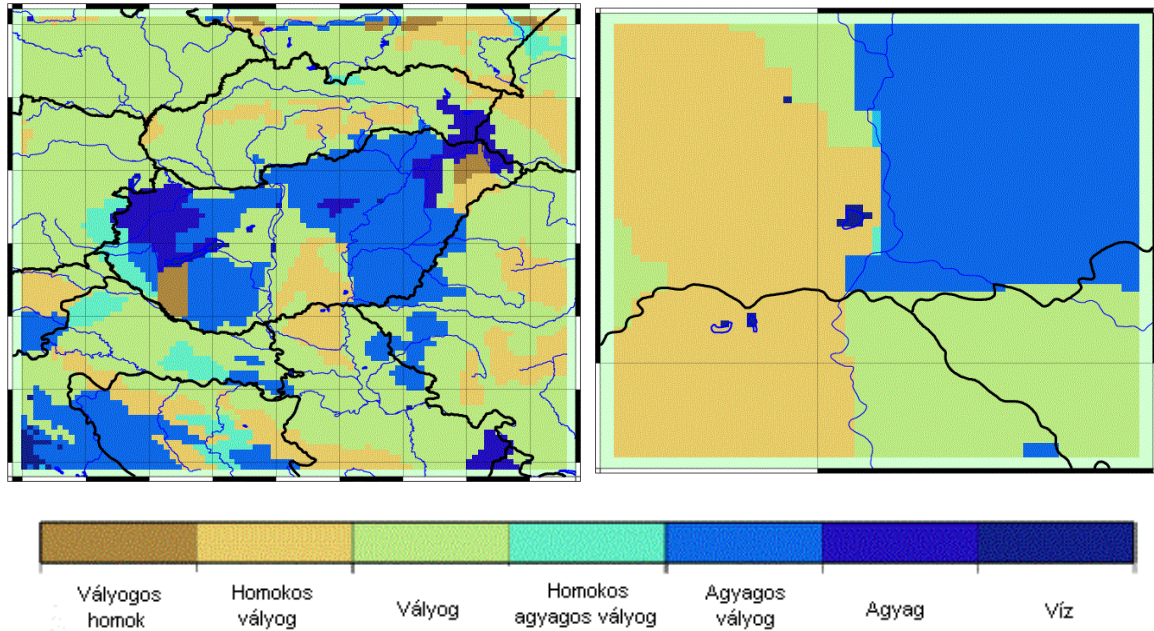
3.2. Talajtextúra és talajparaméterek

A következőkben bemutatjuk a talajtextúrák területi eloszlását és az egyes textúrákhoz tartozó paraméter értékeket.

3.2.1. A talajtextúrák területi eloszlása a modellterületen

A modellezett területen a talaj fizikai féleségének területi eloszlását a 3. ábra szemlélteti. A modellnek rendelkezésre áll Európára 30'', 2' és 10' horizontális felbontású, FAO által meghatározott talajtextúra adatbázis, illetve a felszínborítottság területi eloszlása is. Az uralkodó talajtextúra a vályog, ami főként Magyarország középső területein, illetve a környező területeken többnyire minden tájegységben megtalálható. A vályogot gyakoriságban az agyagos vályog és a homokos vályog követi. Agyagos vályog található a Dunántúli-középhegységben, a Somogyi-dombság területén, valamint Horvátország és Bosznia-Hercegovina, illetve Románia és Szerbia határán. A legnagyobb agyagos vályog területek összefüggő kiterjedésükben az ország keleti harmadán, majdnem az egész Tiszántúlon és az Északi-középhegységben vannak. Homokos vályoggal a Hajdúság mellett a Duna-Tisza köze déli részén találkozhatunk. A környező országokban a szlovák, ukrán és román Kárpátokban, a szlovén Alpokban, valamint Bosznia-Hercegovina és Szerbia egyes részein bukkan fel elszórtan. Homokos agyagos vályog Magyarországon szinte nincs, csupán az Alpoknál egy keskeny sávban, ezen felül Horvátországban található még két nagyobb területen. A vályogos homok a Nyírségben és a Dunántúli-dombság nyugati területén fedezhető fel. Az ország északnyugati részét uraló talajtextúra az agyag, amely még foltokban megtalálható északkeleten, illetve a Mátra déli lejtőin.

A szegedi kivágat területén három talajtextúra található. A terület délkeleti negyedében, a Tisza és a Maros által közrefogott részen a domináns textúra a vályog. Ebből a talajtextúrából találhatunk még két kisebb kiterjedésű foltot a modellterületen, mégpedig északon a Tisza vonalától nyugatra, illetve a terület nyugati szélén, a határtól északra. A határ magyar oldalán, a Tiszától keletre túlnyomórészt agyagos vályog található. A terület nyugati felén, a Tisza vonalától nyugatra a vályog textúrát leszámítva főként vályogos homok helyezkedik el. Ezen felül a területen három nagyobb kiterjedésű tő található.



3. ábra: A talajtextúrák területi eloszlása a vizsgált régióban a teljes modellterületre (bal oldalon) és a szegedi kivágatra (jobb oldalon) vonatkozóan.

3.2.2. A talaj hidraulikus tulajdonságainak parametrizálása

A ψ (talajnedvesség-potenciál) és a K (vízvezető-képesség) talajnedvességtől való függését a mérési eredményekre illesztett empirikus függvények segítségével jellemezzük. *Campbell* (1985) illesztését alkalmaztuk, ez alapján

$$K = K_s \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^{2b+3} \quad \text{és} \quad (10)$$

$$\Psi = \Psi_s \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^{-b} \quad (11)$$

ahol θ a talajnedvesség-tartalom, b a porozitási index, az alsó indexben található s pedig minden esetben a vízzel való telítést fejezi ki. A K_s meghatározása *Fodor and Rajkai* (2005) munkája alapján történt. A θ_f -et, azaz a szabadföldi vízkapacitást az alábbi kritérium alapján származtattuk:

$$\theta_f: \quad pF(\theta_f) = 2,5$$

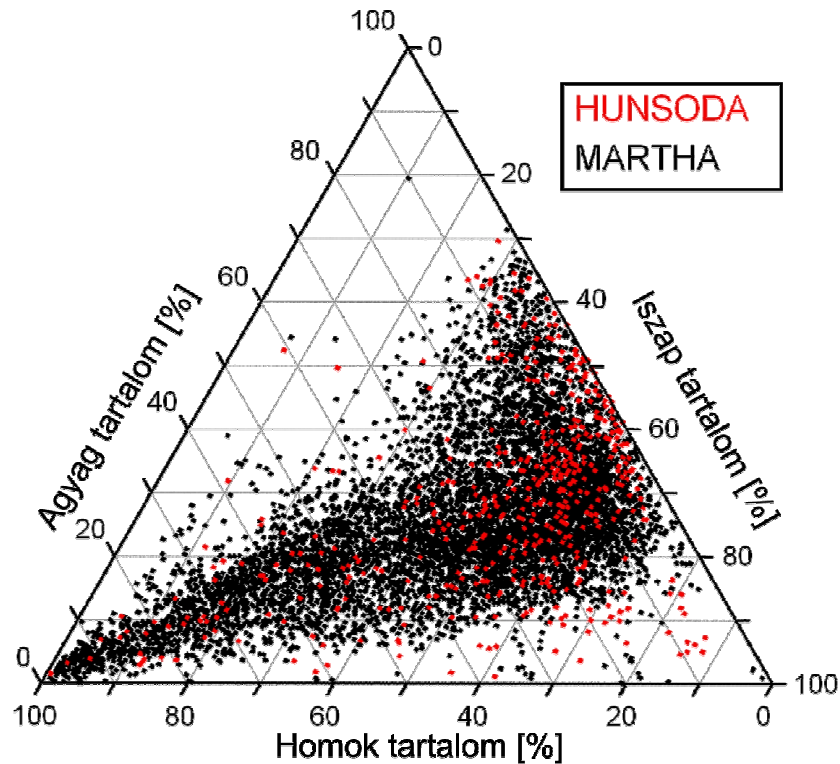
A θ_w -k a következő feltétel alapján adódtak (*Stefanovits et al.*, 1999):

$$\theta_w: \quad pF(\theta_w) = 4,2,$$

ahol a pF érték a talajnedvesség potenciál cm-ben kifejezett vízoszlop magasságának tízes alapú logaritmus, azaz $pF = \log_{10}[\Psi(cmH_2O)]$, Θ_w pedig a hervadásponthoz tartozó talajnedvesség-tartalom. A Θ_s , Θ_f és Θ_w paraméter értékek a Θ inhomogén területi eloszlása esetére vonatkoztatandók (Chen and Dudhia, 2001).

3.2.3. Talajparaméterek

Vizsgálatainkban a MARTHA (MA) (Magyarországi Részletes Talajfizikai és Hidrológiai Adatbázis) (Makó és Tóth, 2008; Makó et al., 2011) és a HUNSODA (HU) (Unsaturated Soil Hydraulic Database of Hungary) (Nemes, 2002) talajfizikai és vízgazdálkodási adatbázis használatával végzett modellfuttatásokat hasonlítottuk össze. A HU adatbázis 840 db talajminta és 576 db talajszint mért víztartó képességét tartalmazza, a magyarországi művelhető talajok egy viszonylag kis csoportjáról ad információt. Az MA adatbázis szélesebb rálátást ad a talajféleségek vízgazdálkodási paramétereiről. A HU adatbázis talajmintáinak közel tizenötszörösét tartalmazza, pontosan 3937 talajszelvény 15005 db talajrétegének talajkémiai, talajfizikai és vízgazdálkodási adatait tartalmazza. Ezen felül az egész ország területét lefedők, viszonylag egyenletes területi eloszlásúak a mintavételek helyszínei, míg a HU adatbázisban főként az Alföldről, kisebb foltokban lettek vételezve a minták. A HU adatbázisban a mintákra 10 pF (a talaj víztartó képességének függvénye) értékre áll rendelkezésre a talajnedvesség értéke, mely a teljes talajnedvességi tartományt lefedi. Ezzel szemben az MA adatbázis esetén a minták nagy részére csak 4 pF értékre van. A 4 pF érték a teljesen telített és teljesen száraz talaj ($pF=0$ és $pF=6,2$), valamint a hervadásponthoz és a szabadföldi vízkapacitáshoz ($pF=4,2$ és $pF=2,5$) tartozó értékek. A mintákkal kapcsolatos adatok nem egységesek az MA adatbázisban, ugyanis az tartalmazza a korábban meglévő adatállományok adatait is. Része a vizsgálat egyik tárgyát képező HUNSODA, a MTA TAKI (Magyar Tudományos Akadémia Talajtani és Agrokémiai Intézet) adatbázisa, illetve a Talajvédelmi Információs és Monitoring Rendszer adatai (Várallyay et al., 2009).



4. ábra: A talajparaméterek meghatározásához felhasznált talajminták száma és elrendeződése a talajtextúra háromszög-diagramban.

Amint az a 4. ábrán látható is, a két adatbázis talajmintáinak szemcseösszetétele igen hasonló, de a talajminták eltérő darabszámából eredően az egyes textúrákra meghatározott hidrofizikai paraméter értékek eltérnek. A talajtextúrák osztályozása a WRF modellben is használt 12 kategóriájú FAO osztályozás szerint készült el, mindkét adatbázisra. A talajtextúrák hidrofizikai tulajdonságai különböznek, így a hasznos vízkészletük is eltér (1. táblázat).

Talaj textúra	Θ_s ($m^3 m^{-3}$)		Θ_f ($m^3 m^{-3}$)		Θ_w ($m^3 m^{-3}$)		Ψ_s (m)		b	
	HU	MA	HU	MA	HU	MA	HU	MA	HU	MA
Homok	0.54	0.422	0.319	0.224	0.033	0.024	0.075	0.069	2.59	2.69
Vályogos homok	0.625	0.427	0.481	0.262	0.08	0.032	0.165	0.095	3.37	3.03
Homokos vályog	0.486	0.439	0.361	0.313	0.062	0.052	0.156	0.158	3.74	3.42
Vályog	0.469	0.469	0.376	0.36	0.077	0.075	0.225	0.203	3.78	3.77
Homokos agyagos vályog	0.484	0.445	0.366	0.341	0.083	0.079	0.16	0.2	4.07	3.94
Agyagos vályog	0.486	0.466	0.411	0.377	0.104	0.098	0.281	0.243	4.05	4.32
Agyag	0.547	0.491	0.49	0.427	0.152	0.132	0.271	0.302	6	5.32

1. táblázat: A HUNSODA (HU) és a MARTHA (MA) talajadatbázisokból származtatott talajparaméter értékek.

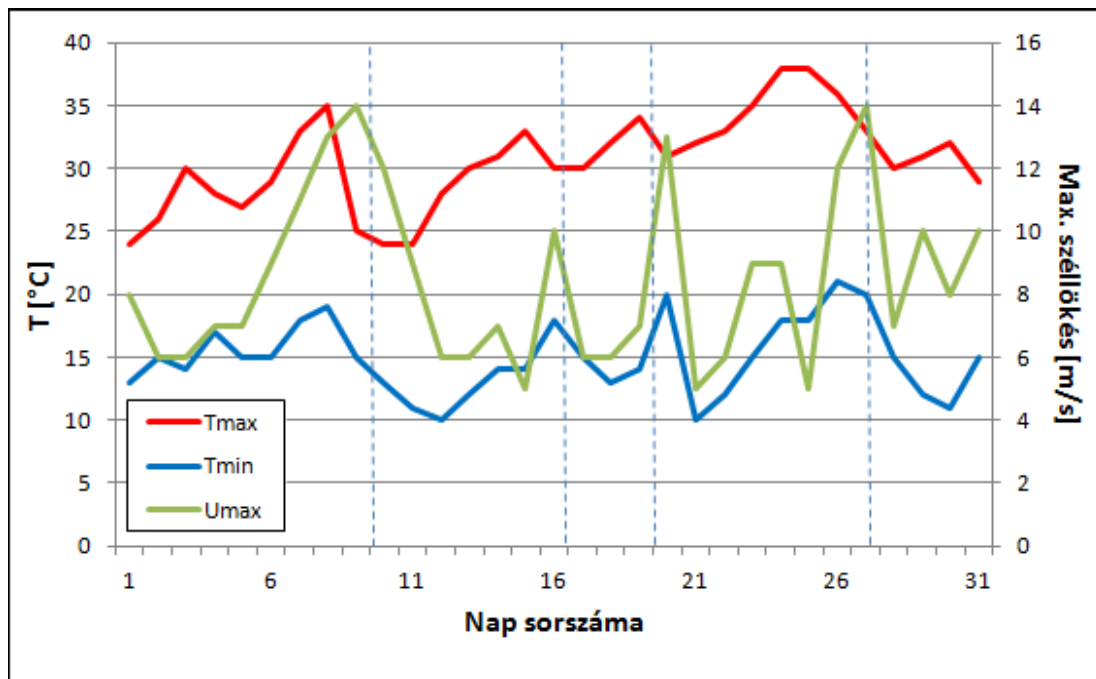
Észrevehető, hogy a HU talajok esetében a hasznosítható vízkészlet (Θ_h) nagyobb, mint az MA talajok esetében ($\Theta_h = \Theta_f - \Theta_w$). A vízkészletbeli különbségek egyértelmű hatással vannak a felszín turbulens hőáramainak alakulására, mert ha például a relatív talajnedvesség-tartalom lecsökken, abban az esetben kisebb látens, illetve nagyobb szenzibilis hőáram lép fel. Azaz a vízkészlet megváltozása a rendelkezésre álló energia eloszlását is befolyásolja, ami a PHR magasságára gyakorol nagy hatást (Pielke, 2001). Ahogy a HU és az MA talajok vízkészlete, úgy a legtöbb paraméter érték esetén is a HU talajadatbázisban szerepelnek nagyobb értékek. A két talajparaméter táblázat közti legnagyobb különbség a vályogos homok esetén figyelhető meg. E textúránál minden egyes paraméter érték egy nagyságrenddel nagyobb eltérést mutat a HU és az MA adatok között, mint a többi textúra esetében. A hervadásponti, a telítési és a szabadföldi talajnedvesség közti különbség rendre 0,048, 0,198 és 0,219. Fontos megemlíteni az agyagot, ugyanis a vályogos homok után ennél a talajtextúránál adódnak a legnagyobb különbségek mind a hasznosítható vízkészletet és a porozitási indexet, mind pedig a hervadásponti talajnedvességet tekintve. A telítési és a szabadföldi talajnedvesség adatok között jelentős különbség lép fel a homok talajtextúra esetén (0,118 illetve 0,095 m³/m³) is. A legkisebb különbségeket a HU és az MA paraméterek között a vályog textúra mutatja, amelyek közül példaként kiemelendő, hogy a telítési talajnedvességben egyáltalán nincs eltérés.

3.3. Időjárás

Numerikus vizsgálataink 2011 augusztus hónapjára vonatkoznak, azaz egy 31 napos időszakra. A modellterületre vonatkozó időjárás az adott időszakra igen változékony képet mutatott. A hónap első napjaiban egy távolodó ciklon okozott főként a nyugati területeken 10-50 mm közötti csapadékmennyiséget, miközben a maximum hőmérséklet fokozatosan emelkedett augusztus 4-ig, 26-ról 30°C-ra. 4-én a Dunántúlon esett jelentős, 10-30 mm közötti csapadék, ezzel együtt a hőmérséklet is lecsökkent. A következő napokban nem volt számottevő csapadék, a maximum hőmérséklet is elérte a 35°C-ot. Augusztus 8-10. között egy, az ország egészét érintő hidegfront alakította az időjárást, jelentős mennyiségű, néhol 30 mm-t is meghaladó mennyiségű esővel. A maximum hőmérséklet is visszaesett, közel 25°C-ra. 15-én és 16-án haladt át az ország felett egy újabb hidegfront, amit anticiklonális időjárási helyzet előzött meg, csapadékmentes, meleg,

32-35°C-ot is meghaladó hőmérsékleti értékekkel. A front csak a Dunántúlon okozott jelentős mennyiségű (1-28 mm) esőt. Az ezt követő napokban ismét anticiklon érkezett a Kárpát-medence fölé, amely igazi „szép időt” hozott, zavartalan napsütéssel és magas hőmérsékleti értékekkel. Csupán egy napon (19-én) változott meg ez az állapot, amikor egy gyenge hidegfront érte el a nyugati területeket, jelentős csapadékot okozva. A front után folytatódott a napsütéses időjárás, egyre emelkedő átlaghőmérsékleti értékekkel, ami kánikulához vezetett. A hónap végén érkezett ismét egy hidegfront, amely a nyugati határszélen okozott csak jelentős csapadékot, viszont az átlaghőmérsékletet közel 10°C-kal mérsékelte. Összességében négy alkalommal érintette a modellterületet hidegfront (aug. 8-10., 15-16., 19., 27-28.), míg anticiklonális időjárási helyzet az 10 napon (aug. 2., 6., 11-12., 14., 17-18., 21-23.) fordult elő.

A szegedi kivágat esetén a vizsgált időszakra vonatkozó időjárási adatok, csapadék- illetve hőmérsékleti értékek sokszor eltérnek az egész országra vonatkozó időjárási képtől, ugyanis az országot érintő frontok általában alig érintették Szegedet, a város földrajzi elhelyezkedéséből adódóan. 5 alkalommal mértek nyomnyi csapadékot a városban, illetve egyszer 1 mm-t. A maximum és minimum hőmérsékleti értékek szépen követik a leírt 4 hidegfront (aug. 9., 16., 19. és 29. körül) (5. ábra) átvonulását. A maximális széllokések értékei is e napok körül erősödtek 10-14 m/s nagyságúra.



5. ábra: A maximum- és minimumhőmérsékletek, illetve a maximális széllokés napi értékei a vizsgált 31 napos időszakra Szegeden. Az szaggatott vonalak a hidegfrontokat jelölik.

3.4. Mérési adatok

A szegedi állomáson található Vaisala Lower Troposphere LAP®-3000 Wind Profiler 1290 MHz frekvencián működik, és mérései az alsó 3-4 km-es rétegben adnak reális értékeket. Mérési szintjei a 144 méteres magassági szinttől kezdve állnak rendelkezésre 220 méterenként. A műszer 1+4 sugárnyalábbal dolgozik, melynél a vertikálistól eltérő sugárnyalábok $74,8^\circ$ szöget zárnak be a felszínnel és a 4 égtáj felé vannak tájolva. A rendelkezésre álló adatok a horizontális szélesség, a szélirány és az 5 sugárnyalábhoz tartozó SNR. A jel-zaj arány esetén távolsági korrekcióra van szükség a jelgyengülés miatt. A korrekció (*Lee and Kawai, 2011*)

$$\text{SNR}_{\text{kor}} = \text{SNR} + 20 \cdot \lg(h),$$

ahol h [km] a magasságot jelöli abban az esetben, ha a műszer adója és vevője egy magasságban van.

A MP-3000A radiométer által szolgáltatott adatok: hőmérséklet, relatív nedvesség, vízgőztartalom és folyékony víztartalom, utóbbi két változó g/dm^3 mértékegységben megadva. Mérési szintjei a felszíntől 500 m-ig 50 méterenként, 500-2000 m között 100 méterenként, 2000 m felett pedig 250 méterenként állnak rendelkezésre, egészen 10000 m-ig.

A wind profileres és radiométeres mért adataink különböző időbeli felbontásúak. A wind profilerrel mért adatok 15 percenként álltak rendelkezésünkre, melyek az adott időpontot megelőző 30 perc átlagát jelentik, míg a radiométeres mérések az elmúlt 5 perc 30 másodpercenkénti méréseinek átlaga. Az időlépcsők eltérése és az időeltolódás a számítások során kiküszöbölésre került.

Mivel mind a műszerek, mind pedig a modell vertikális felbontása különböző, az egyes vizsgálatokkor ezeket figyelembe kellett venni. A Ri szám meghatározása esetén, ahol a radiométer és a wind profiler méréseire is szükség van, a wind profiler mérési szintjeire interpoláltam a radiométereseket. A modell és a mérések összehasonlításakor a ritkább vertikális felbontású modellszintekre számítottam át az egyes műszeres méréseket.

4. Eredmények

Vizsgálataimban a HU és az MA talajadatbázisokkal kapott eredmények összehasonlításával foglalkoztam. Emellett verifikációs számításokat végeztem a szegedi mérőállomás adatainak felhasználásával, 2x2 modellezett rácspontra. Az eredményeket több szempontból vizsgáltam. Külön elemeztem

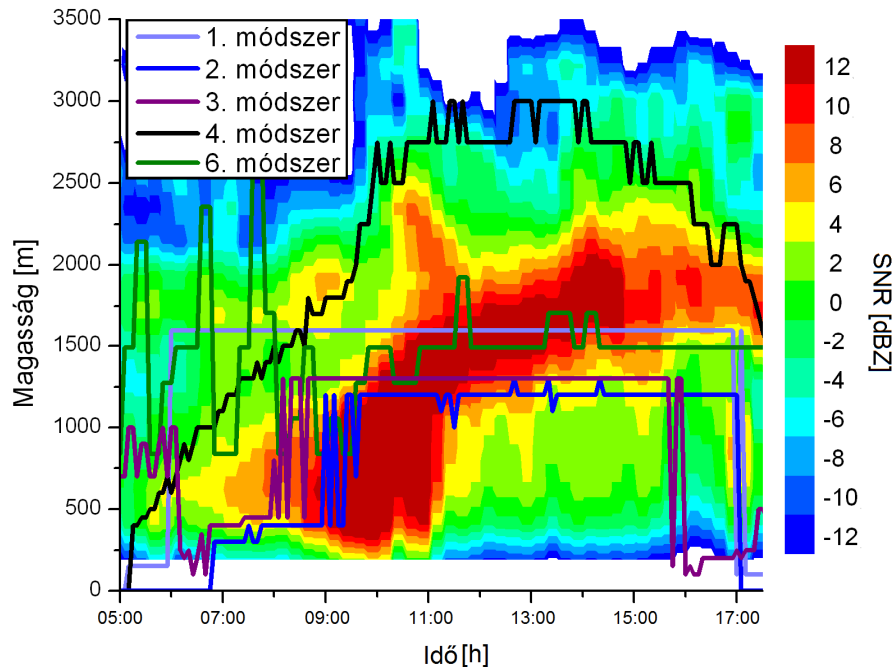
- a mérésekből származtatott PHR magasságok napi menetét,
- a modell által szimulált és a mért bemeneti adatok különbségének napi menetét és vertikális profilját,
- a modell által szimulált és a szimulált állapotátározókból származtatott PHR magasságok napi menetét,
- a modelltől és a mérésekből származtatott PHR magasságok közti különbségeket,
- a szegedi kivágratra vonatkozó szimulált PHR magasság és 2 méteres hőmérséklet napi menetét,
- a szegedi kivágratra vonatkozó PHR magasságok érzékenységét a talajadatbázis használatára szignifikancia vizsgálatok alapján, és
- a teljes modellterületre vonatkozó PHR magasságok érzékenységét a talajadatbázis használatára szignifikancia vizsgálatok alapján.

Az elemzések az 5:00 UTC-től 18:00 UTC-ig tartó időszakot ölelik fel. A talajparaméterek a párolgáson keresztül vannak hatással a felszín energia egyenlegére, mivel ennek fő mozgató rugója a napsugárzás, így az éjszakai időszakban a vizsgált érzékenység nem áll fenn.

A vizsgálat tárgyát képező 31 tesztnapra vonatkozó értékek 31 napos átlagai mellett dolgozatomban 1 nappal foglalkozom behatóbban, a 2011.08.21-i nappal. Azért ezt a napot választottam, mert ekkor – anticiklonális időjárási helyzet lévén – elvétve fordult csak elő felhőzet a modellterület felett, illetve a szélsősebesség értéke havi viszonylatban alacsonynak bizonyult, ugyanis a maximális szélökés is alig haladta meg az 5 m/s-ot.

4.1. A PHR magasság mérésekből meghatározott napi menete

A verifikáció folyamatának első lépéseként a PHR magasság mérésekből származtatott napi menetét vizsgáltam meg (6. ábra).

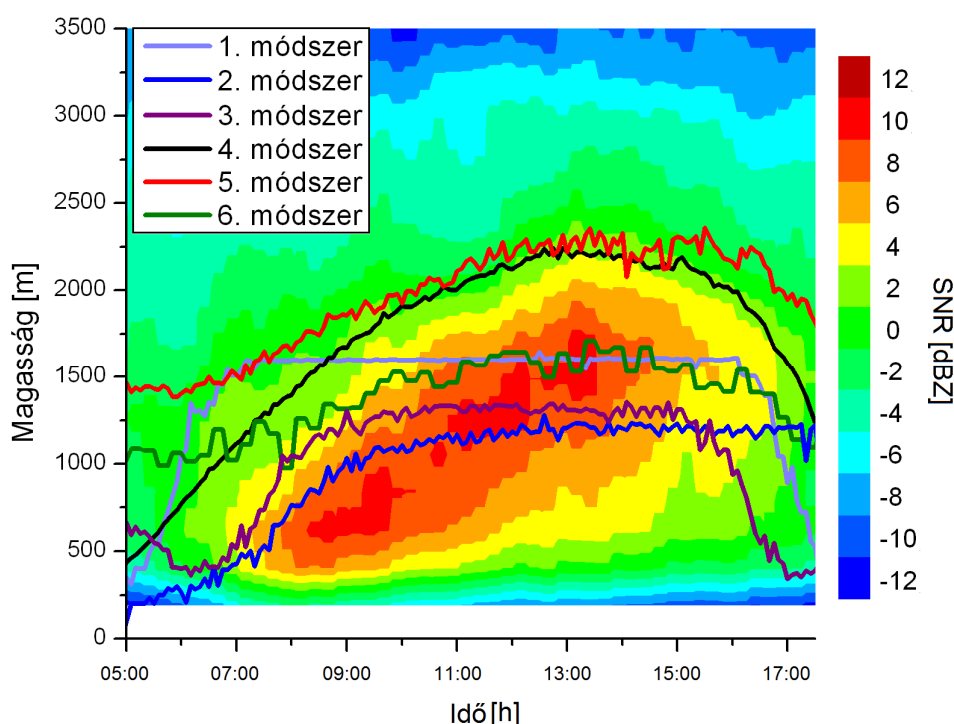


6. ábra: A szegedi mérésekből származtatott átlagos PHR magasság napi menete a 6 módszer és az SNR adatok alapján augusztus 21-én.

A kiválasztott 6 módszer mellett ábrázolásra kerültek az SNR értékek is, melyek maximumainak elhelyezkedése a reggeli órákban 500 és 1000 m között ugrál, majd a délelőtti és a délutáni időszakban 600-1300 m, illetve 1500-2000 m-es magasságok látszódnak. Az 1., 2. és 3. (potenciális hőmérséklet gradiensen alapuló) módszerekkel meghatározott napi menet a PHR magasság elvi, jellegzetes haranggörbéhez hasonló menetét kevésbé adja vissza, az értékek hirtelen nagy ingadozást mutatnak. Ezzel szemben a 4. (emelési kondenzációs szinten alapuló) módszer által kirajzolódó PHR magasság folytonosan változik, bár ez a számítás irreálisan nagy, 3000 m-t is megközelítő magasságokat mutat. Fontos megemlíteni azt is, hogy az e módszerrel kapott értékek nem mutatnak ugrásszerű változásokat a PHR fel- és leépülésekor, ellentétben az első hárommal. Mindegyik számítási eljárás – a 4.-et leszámítva – 9:00 és 17:00 UTC között a valóságot közelítő PHR magasságokat produkál, 1200 és 1600 m közötti maximum értékekkel. 5:00 és 9:00 UTC között az 1., 3. és 6. (Ri számon alapuló) számítási módokkal, illetve az SNR maximumjai esetén többször irreális, kiugró PHR magasság

értékek adódtak. Az 5. számítási (szabad konvekciós szinten alapuló) módszer nem került ábrázolásra, mert a számítás ezen a napon amellet, hogy valótlánul nagy PHR magasságokat eredményezett, az eredmények még a PHR magasság jellegzetes menetét sem reprezentálták, ugyanis a déli órákban többször voltak 0 méteres magasságok. A 6. módszerrel számított PHR magasság lépcsőzetes mivolta a radiométeres és wind profiler mérések eltérő időbeli felbontásának köszönhető.

A 31 napra összesített PHR magasság becslések a tesztnapal ellentétben már simítottabb, kevesebb szakadást, kiugrást mutató képet adnak (7. ábra).



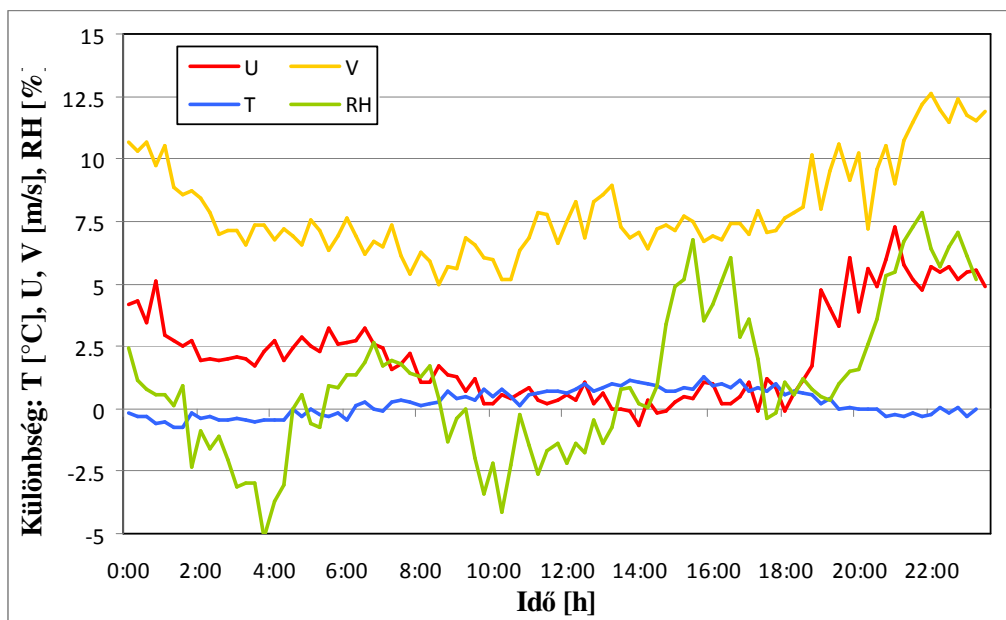
7. ábra: A szegedi mérésekből származtatott, 31 napra vonatkozó átlagos PHR magasság napi menete a 6 módszer és az SNR adatok alapján.

Ebben az esetben az 5. módszer is ábrázolásra került, bár értékei a 4. eljáráshoz hasonlóan közel 700-800 méterrel nagyobbak, illetve a reggeli órákban sem mennek 1400 m alá. Az 1. módszer 1600 m körüli maximumokat eredményezett, ami nem áll távol az elvi PHR magasságnál, azonban a reggeli órákban viszonylag korán és hirtelen éri el ezeket a maximumokat. A 2. módszer által meghatározott PHR magasság a nap kezdetén egyenletesen épül fel, azonban maximum értékei alig haladják meg az 1000 métert, ami pedig a PHR magasság alulbecslésének számít. Emellet az esti órákban nem látható leépülés, 17:00 UTC után is megmaradnak az 1000 m körüli értékek. A PHR napi menetét

és napi maximum magasságát leginkább a 3. becslés adja vissza, ugyanis mind reggel, mind pedig este jól kirajzolódik a fel- és leépülési folyamat, illetve a napközbeni maximumok 1300 m körül alakulnak. A 4. és 5. módszer 500-600 méterrel felülbecsüli a PHR magasságát, ellentétben a 6.-kal, amely ugyan a déli, kora délutáni időszakban az elvárt magasságot számítja, de a reggeli és esti órákban nem csökkennek az értékek 1000 m alá. Az SNR maximumainak elhelyezkedése a 7:00 UTC-kor látható, közel 400 méteres értéktől egészen 1500 méter maximális magasságig terjednek (13:00-14:00 UTC), majd ezt követően csökkenést mutatnak.

4.2. *A szimulált és a mért bemeneti adatok különbségének napi menete és vertikális profílja*

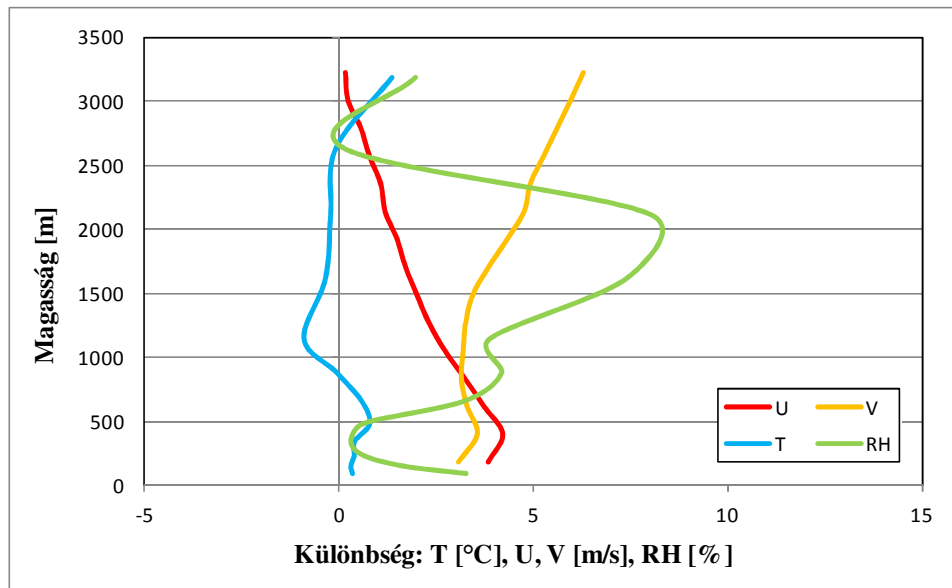
Mint láttuk, a különböző módszerekkel meghatározott határreteg magasságok tág határok között mozognak. Ezért a modelltől meghatározott PHR magasságok összehasonlítása előtt megvizsgáltuk a becslésekhez szükséges mért és modellezett adatok közötti különbséget. A mért és modellezett (HU) adatok különbségének napi menetét augusztus 21-re vonatkozóan a 8. ábra szemlélteti. A mért mennyiségeket a modell magassági szintjeire interpoláltuk és az alsó, mintegy 3000 méteres magasságig vettük a változók különbségének átlagát. Első közelítésben elmondható, hogy a változók napi menete nagy szórású képet mutat.



8. ábra: A mért és a HU talajadatokkal szimulált állapotváltozók közötti különbségek időbeli változása augusztus 21-én. Az állapotváltozók: a horizontális szél komponensei (U,V), a hőmérséklet (T) és a relatív nedvesség (RH).

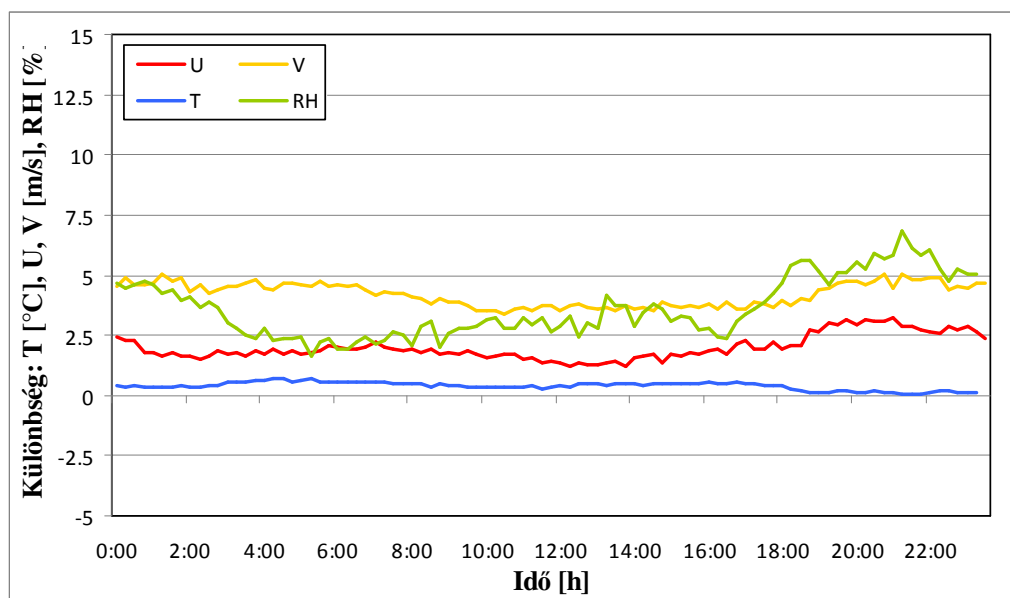
A hőmérsékletbeli különbség nem haladja meg az $1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ -ot, azonban napközben nagyobb eltérést tapasztalunk, mint az esti, illetve az éjszakai órákban, amikor modell általi felülbecslés lép fel. A relatív nedvesség esetén e különbségek változékonysága a nap során nagyobb, mint a hőmérséklet esetén. A hajnali órákban 0 és -5% között mozog az eltérés, majd napkelte után egyre erősödik a modell alulbecslése, azaz egyre nagyobb, pozitív különbség alakul ki. $9:00$ és $14:00$ UTC között ismét negatív az eltérés, ezt követően azonban pozitív értékeket vesz fel, elérve a 7% -ot is. A legnagyobb differencia a mérés és a modellezett értékek között az esti órákban lép fel, megközelítve a 8% -ot. A szél komponensei egymáshoz képest látványos nagyságrendi eltérést mutatnak, bár napi menetük közel hasonlóan alakul. A szél észak-déli irányú komponense (V) mutatja a négy változó közül a legnagyobb eltéréseket. Napközben $5-9$ m/s-os sebességkülönbség is fellép, míg éjjel ezt is meghaladó, akár 12 m/s-os is előfordul. Ennél árnyaltabb képet mutatnak a szél kelet-nyugat irányú komponensének (U) különbségei, melyek maximumai szintén az éjszakai órákban alakultak ki, $7,5$ m/s értéket felvéve. A délelőtti órákban a modell alulbecslést mutat, $2-3$ m/s-mal, majd a mért és modellezett értékek megközelítően kiegyenlítődnek, azaz maximum 1 m/s-os különbség vehető észre $10:00$ UTC-től egészen a PHR összeomlásáig.

A négy állapothatározó egész napra átlagolt különbségeinek profilja, a napi menethez hasonlóan, nem mutat egységes képet (9. ábra). A hőmérsékletbeli különbségek profilja szerint a modell alulbecsül közel $2\text{ }^{\circ}\text{C}$ -kal a felszíntől 1000 m magasságig. 1000 és 3000 m között az átlagos alulbecslés viszont csak $1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$. A felszín közelében pozitív a különbség, majd pár 100 m magasságban negatívvá válik, -3 - -4% -ig csökken 800 m magasságban. Ezt követően egyre növekedő tendenciát mutat az eltérés, legnagyobb értékeit, közel 8% -ot, az 1600 méteres magasság körül éri el, ahonnan a magassággal ismét csökkenni kezd. A szél U és V komponensének különbségei a felszín közelében egységesen 4 m/s közeli értékeket vesznek fel, majd a magasság növekedésével ellentétes irányt vesznek. Az U komponens esetén csökkenés látható, 1300 és 1400 m között közelíti meg a legkisebb, közel 1 m/s-os különbség értéket. Ezt követően ismét növekszik az eltérés a mért és a HU adatokkal modellezett szélesebségek között, átlagosan $3-4$ m/s-ig. A V komponens a magassággal növekedést mutat, csupán 2100 m magasságban látszik egy kisebb csökkenés. 2000 méteren ez az eltérés 10 m/s-os értéket vesz fel.



9. ábra: A mért és a HU talajadatokkal modellezett állapotváltozók különbségeinek profilja augusztus 21-én. Állapotváltozók: a horizontális szél komponensei (U,V), a hőmérséklet (T) és a relatív nedvesség (RH).

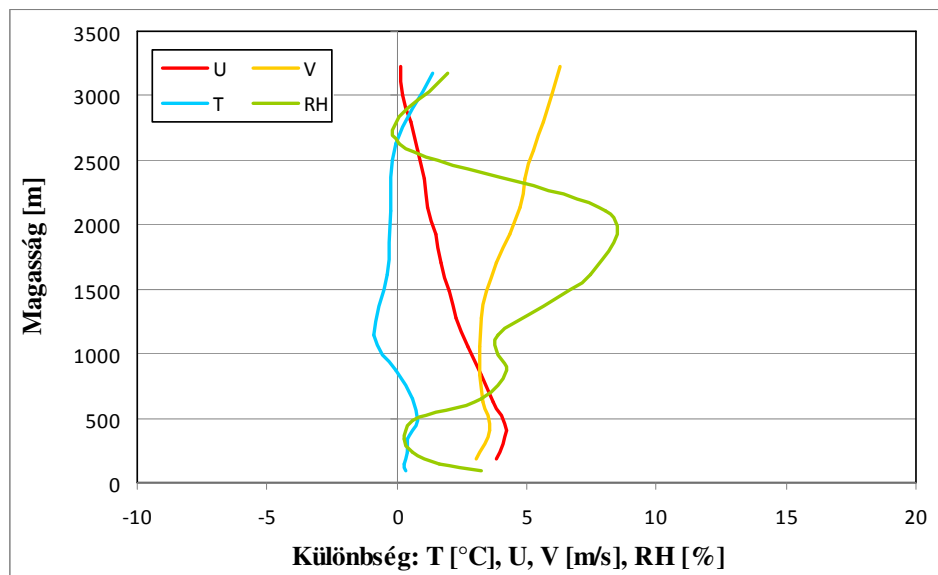
A mért és modellezett adatok különbségeinek napi menete a 31 teszt nap átlagára vonatkozóan – a teszt nappal ellentétben – már egyenletesebb képet mutat (10. ábra). A hőmérsékletbeli különbség 0 és 1 °C között változik a nap folyamán, legalacsonyabb értékei az esti, éjszakai órákban alakultak ki. A legnagyobb eltérés, azaz közel 1°C, kora reggel, illetve kora délután látható.



10. ábra: A mért és a HU talajadatokkal modellezett állapotváltozók különbségeinek időbeli változása a 31 nap átlagára vonatkozóan. Állapotváltozók: a horizontális szél komponensei (U,V), a hőmérséklet (T) és a relatív nedvesség (RH).

A relatív nedvesség esetén az egész időszak alatt a modellezés mutat kisebb értékeket, ugyanis a differencia pozitív előjelű. Értékei azonban az előző változóhoz képest viszonylag nagy szórást mutatnak, 2 és 7% közötti különbségeket vesznek fel. A legkisebb (2% körüli) különbségek kora reggel alakultak ki, majd egyre növekedő tendenciát mutatnak a PHR felépülésével párhuzamosan, egészen 4%-os különbséget elérve. A PHR összeomlásának időszaka körül, azaz 16:00 és 17:00 UTC között visszacsökken az eltérés, közel 2%-ig, majd az éjszakai órákban megnövekszik, ezáltal kialakítva a menet maximum értékeit. A relatív nedvességhez hasonlóan a szél horizontális komponensei is a hajnali, illetve az esti órákban érik el a legnagyobb különbségeket a mért és a modellezett értékek közt. A szél V komponensének eltérései a 10:00-18:00 UTC-t felölelő időszakban közel egyenletesen 4 m/s nagyságúak. A differencia 20:00 és 22:00 UTC között megközelíti az 5 m/s-ot is. Az U komponens ezzel ellentétben még a 3 m/s-os sebességkülönbséget is alig éri el, csak az esti órákban közelíti meg ezt az értéket. Napközben 1 és 2 m/s között változik a különbség.

A változók 31 napra összesített vertikális profilja a 11. ábrán látható. A modellezett hőmérsékleti értékek alulbecslik a méréseket 800 méteres magasságig, maximálisan 0,8°C-kal, ahonnan megfordul a folyamat, 800 méter felett már negatív a köztük fellépő különbség. 1100 m körül látható a legmarkánsabb eltérés, közel -1 °C.



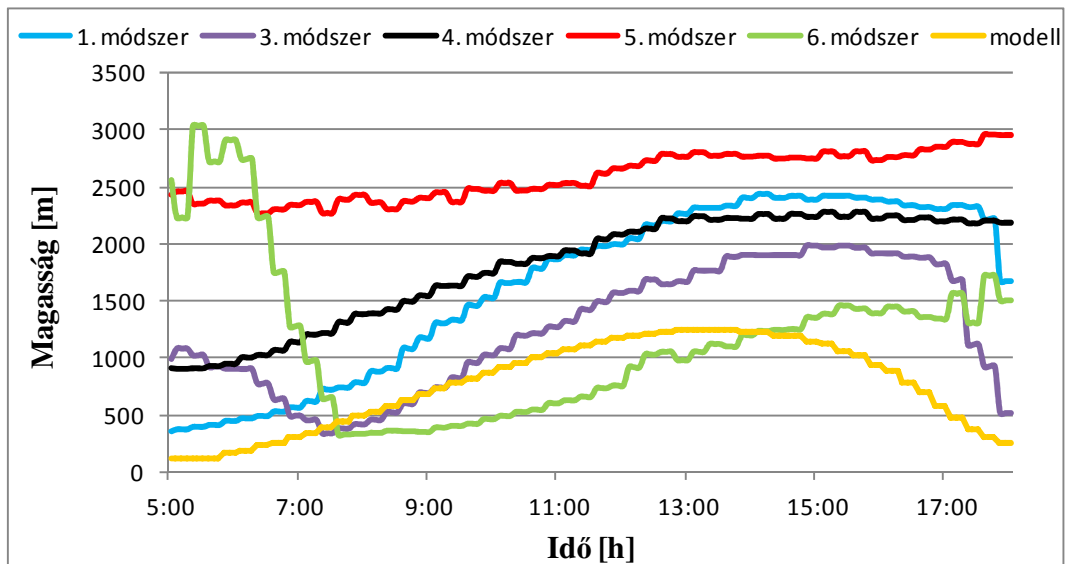
11. ábra: A mért és a HU talajadatokkal modellezett állapothatározók különbségeinek profilja a 31 nap átlagára vonatkozóan. Állapothatározók: a horizontális szél komponensei (U,V), a hőmérséklet (T) és a relatív nedvesség (RH).

A relatív nedvesség profilja sokkal nagyobb szórást mutat a hőmérséklethez képest, azonban elmondható, hogy a modell minden szinten alulbecsli a mérést. A köztük lévő különbség körülbelül 400 m magasságban mutatkozik a legalacsonyabbnak az alsóbb szinteken, ahonnan felfelé haladva szinte folyamatosan növekszik. 2000 m magasságban található a maximális eltérés, 8-9 %, majd ezt követően viszonylag gyorsan csökkenni kezd, elérve 2700 méteres magasságban a 0 értéket. Az U és V szélkomponensek különbségének változása szöges ellentétben áll egymással, ugyanis az összes szintet tekintve az U komponens csökkenést, míg a V növekedést mutat, ahogyan az a teszt nap esetén is alakult. A felszín közelében szinte ugyanolyan változás látszik, kismértékű növekedés az első 500 méteren, majd 800 m körül megegyezik az eltérés nagysága (≈ 4 m/s). Ettől a szinttől kezdve az U komponens különbsége monoton a 0-hoz tart, míg a V komponensé folyamatos növekedést mutat, elérve a 7 m/s-ot is 3000 m felett.

4.3. A modell alapján becsült PHR magasság napi menete

A modellel szimulált és a szimulált változókból becsült PHR magasságok 31 napra átlagolt napi menetét a 12. ábra szemlélteti. Első lépésben fontos megjegyezni, hogy a mérésekkel ellentétben ún. SNR alapú modell szimulációk értelemszerűen nincsenek. Azt is fontos észrevenni, hogy a 2. módszer sem került ábrázolásra. Ennek oka az, hogy a modell által szimulált potenciális hőmérséklet vertikális profilja a felszín közelében nem rendelkezik a valóságban megjelenő alsó stabilis rétegződéssel, melyet a módszer feltételez. Ezáltal a modellszámításokból az egész nap folyamán alacsony, 100 és 500 m közti magasságokat tudunk becsülni, ugyanis a feltétel (a potenciális hőmérséklet a felszíni érték 0,98%-ával egyenlő) a modell által szimulált sajátos profil alsó szintjeiben teljesül.

A modellel szimulált PHR magasság 7:00 UTC körül kezd el növekedni. Körülbelül 250 m magasságból indul, majd a haranggörbe alakját közelítő napi menet maximumát, az 1300 m közeli magasságot 13:00 és 14:00 UTC között éri el. A leépülés folyamata 15:00 UTC után kezdődik el, de a magasság csökkenése a felépülésnél gyorsabb menetű, ahogy az a valóságban is történik. 17:30 UTC-kor már az éjszakai, pár száz méteres PHR magasság látható.



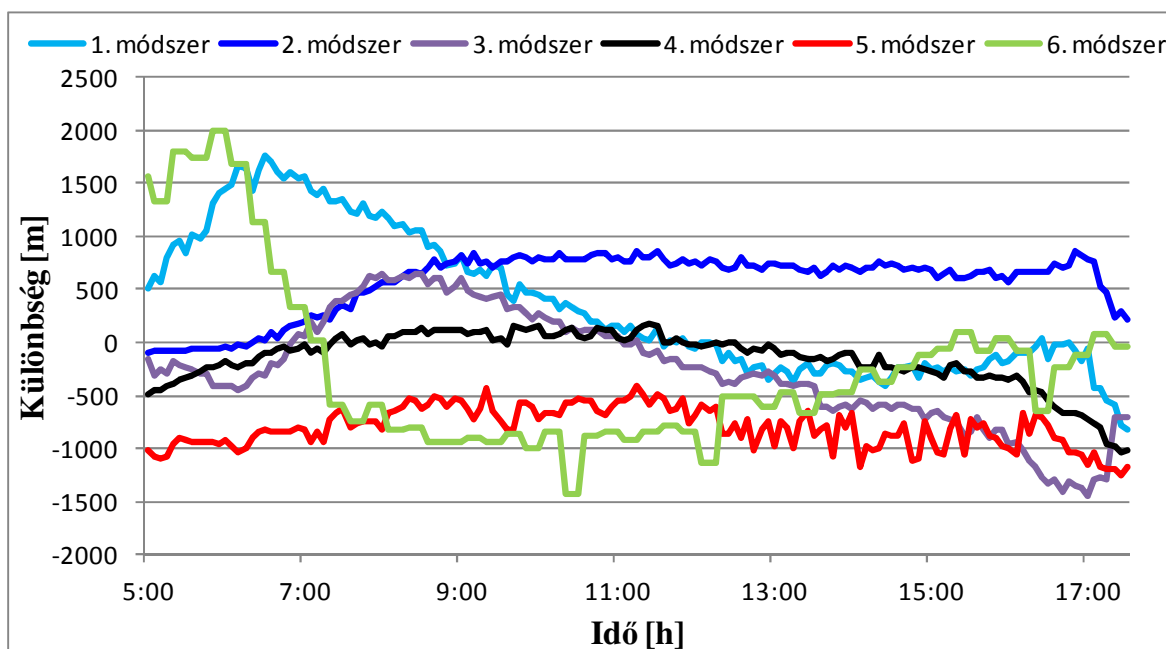
12. ábra: A HU adatokkal szimulált és a szimulált változókból 6 módszer alapján becsült PHR magasságok napi menetének 31 napos átlaga a szegedi állomáson.

Az 1., a 4. és az 5. módszer ebben az esetben 2000 m feletti maximum magasságokat ad, ami a valóságtól távol áll. E 3 módszer közül az 1. módszerrel kapott menet hasonlít leginkább a PHR napi menetéhez, a reggeli és kora esti alacsonyabb PHR magasságokkal. A 4. számítási eljárással kapott PHR magasság ugyan 100 méterrel alacsonyabb maximumokkal rendelkezik, azonban a hajnali 1000 m körüli PHR magasságok túlságosan nagyok bizonyulnak. Az 5. módszerrel kapott PHR magasság értékek nem csökkennek 2300 m alá a nap folyamán.

A 3. és a 6. módszer a PHR felépülését megelőző időszakban csökkenést mutat, viszonylag nagy értékekről indulva. Pontosan a számítás e jellegzetes hibája miatt vizsgáljuk csupán a PHR magasság napközbeni értékeit. A 3. eljárás esetén 7:30 UTC körül indul meg a felépülés, maximumait pedig 15:00 UTC után éri el, míg a 6. esetén a PHR magasság növekedése 9:00 UTC után indul meg, és – ugyan nem az abszolút, de a vizsgálat szempontjából fontos – maximumait pedig 16:00 UTC körül mutatja. Ezt követően a PHR magassága nem csökken le, ami ellentmond a PHR dinamikájának, így – a kora reggeliekhez hasonlóan – ezeknek az értékeknek sem tulajdonítunk nagy figyelmet. A 6. módszer maximális magassága áll legközelebb a modell által szimulált maximális PHR magassághoz, ugyanis a két érték közötti különbség nem haladja meg a 200 métert, azonban a 2 menet között közel 2 órás időbeli eltérés van. Továbbá, a 6. módszerrel kapott PHR magasság menetében nem tapasztalhatjuk a PHR összeomlását sem. A 3. számítási eljárás ugyan nagyobb maximális magasságokat szolgáltatott, mint a 6. módszer, azonban a menet valóságszerűbben alakult a nappali órákban.

4.4. A mérésekből és a modelltől származtatott PHR magasságok közti különbségek

A PHR magasság mérésekből és a modell által szimulált állapotot meghatározók alapján becsült értékeit is összehasonlítottam, megvizsgálva a közöttük levő különbségeket mind grafikusan (13. ábra), mind pedig táblázat formájában (2. táblázat).



13. ábra: A 6 módszerrel a mérési eredményekből származtatott és a HU adatokkal szimulált változókból származtatott 31 napra vonatkozó átlagos PHR magasság különbségek napi menete.

Az 1. módszer esetén fellépő különbségek a reggeli órákban mutatják a maximumokat, 1700 m körüli értékekkel, majd csökkenni kezdenek. 11:00 UTC-kor kiegyenlítődik a különbség, majd ezt követően 200-250 m-rel becsli felül a modelltől származtatott PHR magasság a mérésekből becsültet. A 6. módszer esetén is hasonló menet látható, azzal a különbséggel, hogy a hajnali 2000 m-es csúcsról gyorsabban csökken a különbség, 7:00 UTC-re átlagosan egészen -1000 m-ig. A PHR összeomlásakor csökken a különbség 0 körülire. A 2. módszer különbségei a nap nagy részében 600 és 800 m közötti értékeket mutatnak, köszönhetően a modellezett magasságok 400-500 m-es maximumainak. A 3. módszer 600 m-es különbségmaximumai 8:00 UTC táján lépnek fel, melyet csökkenés követ. A csökkenés a nap további részében folytatódik, 17:00 UTC körül -1400 m alá is süllyedve.

A különbségek napi menete alapján ésszerűnek találtuk, hogy az eltérések mértékét külön időszakonként vizsgáljuk. A nappali szakaszt 4 részre bontottuk, egy reggeli, délelőtt-kora délutáni, délutáni és kora esti szakaszra (2. táblázat).

Időszak [h]	1. módszer	2. módszer	3. módszer	4. módszer	5. módszer	6. módszer
mért - HU [m]						
5:00-7:00 UTC	1254.0	-15.2	-268.4	-238.7	-933.8	1384.5
7:00-12:00 UTC	655.8	675.1	278.1	65.4	-640.1	-802.9
12:00-16:00 UTC	-234.9	695.8	-542.6	-167.0	-853.9	-383.3
16:00-17:30 UTC	-240.2	617.7	-1156.0	-659.7	-993.0	-164.1
mért - MA [m]						
5:00-7:00 UTC	1254.0	-14.7	-277.5	-253.9	-970.6	1351.2
7:00-12:00 UTC	696.9	680.5	311.2	-67.7	-869.1	-798.1
12:00-16:00 UTC	-174.1	698.6	-516.8	-304.4	-1096.9	-380.0
16:00-17:30 UTC	-235.1	645.6	-1092.2	-744.1	-1152.6	-243.6
Különbség (mért-HU - mért-MA) [m]						
5:00-7:00 UTC	0	-1	9	15	37	33
7:00-12:00 UTC	-41	-5	-33	133	229	-5
12:00-16:00 UTC	-61	-3	-26	137	243	-3
16:00-17:30 UTC	-5	-28	-64	84	160	80

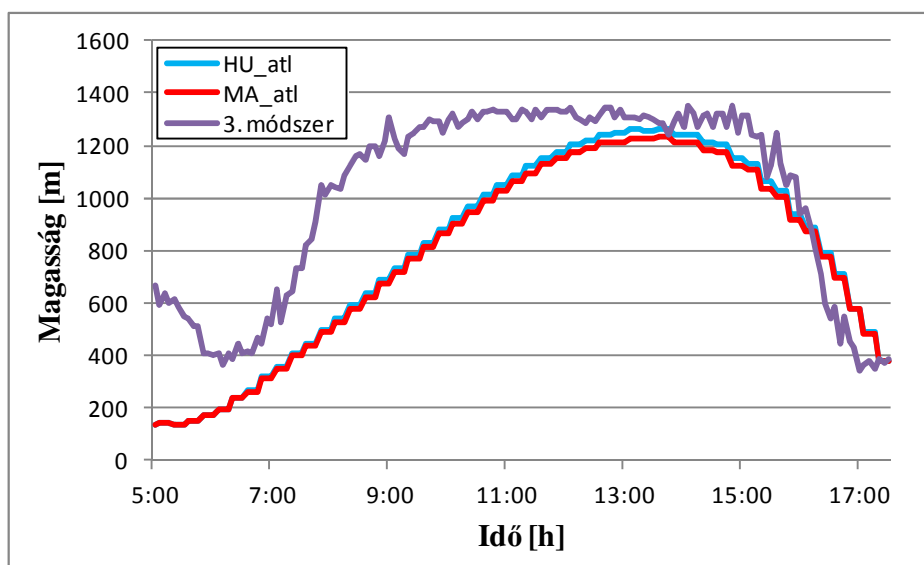
2. táblázat: A mérési eredmények alapján különböző módszerekkel meghatározott, valamint a HU-, és az MA-adatok alapján szimulált PHR magasságok közötti különbségek (mért-HU és mért-MA), valamint ezek különbségének (mért-HU – mért-MA) 31 napra és a 4 időszakra vonatkozó átlaga.

Ahogy a táblázatban látható, az 1. és 6. módszer PHR magasságai esetén reggel, illetve délelőtt erős felülbecslés mutatkozik, majd a délutáni időszakra a folyamat átfordul alulbecslésbe. Ezzel ellentétben a 3. számítási eljárás éppen a délelőtti időszakban eredményezte a legkisebb eltérést a mérés és a modellezés PHR magasságai között. Ezek a különbségek a 4. módszer esetén a legkisebbek, annak ellenére, hogy ez az eljárás a mért és a modellezett adatokkal is irreálisan nagy magasságokat eredményezett. Az 5. módszer az egész nap folyamán rendkívül alacsony, -500 és -1100 m közötti különbségeket mutat.

A mért-HU és a mért-MA különbségek egymástól való eltérése – a helytelen becslést adó 2. módszer értékeit leszámítva – a 3. eljárás esetén tartanak leginkább a 0-hoz. Ez a differencia az 5. módszer esetén mutatkozik a legjelentősebbnek, azaz a mért és a modellezett értékek egymástól való eltérése a HU és az MA esetben ekkor különbözik leginkább.

Az előző 3 fejezet eredményei alapján megállapítható, hogy a 3. módszer (a potenciális hőmérséklet vertikális gradiense eléri a 3,5 K/km-t) bizonyult a legjobb eljárásnak, mely a PHR napi dinamikáját és magasságát a szakirodalomnak megfelelően reprodukálja. A 14. ábra szemlélteti a mérésekből az e módszerrel meghatározott napi

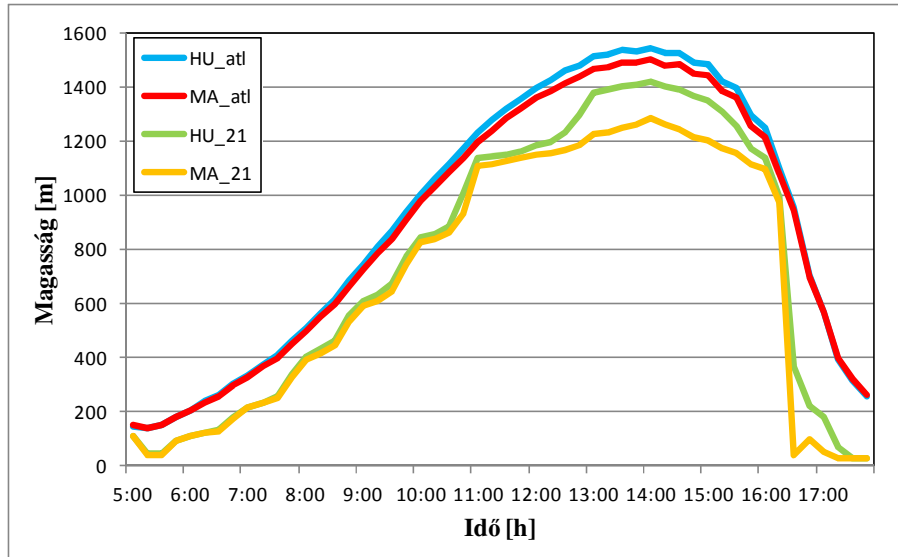
menet átlagát, illetve a modell által szimulált PHR magasságot a HU és az MA futtatások esetén a teljes modellterületre és a 31 nap átlagára vonatkozóan. A modell alulbecsli a mérésekből származó PHR magasságát, szinte a teljes időszak alatt. Ez az alulbecslés reggel a legszámottevőbb, a különbség néhol meghaladja a 600 m-t is. Délután már kisebb különbségek vannak és 14:00 UTC körül pedig már csaknem megegyeznek, 1250 m közeli értékeket felvéve. A felépülés és leépülés folyamata a 3. módszer esetén gyorsabban megy végbe, mint a modellezett PHR magasságok esetén, akár a HU, akár pedig az MA futtatást tekintjük. A modellezett PHR magasság görbéjében látható lépcsőzetesség a mérési (5 perc) és a szimulációs (15 perc) időléptékek közötti eltérés miatt alakult ki.



14. ábra: A szimulált (HU és MA) és a mérésekből a 3. módszerrel származtatott PHR magasság napi menete az egész modellterületre vonatkozóan.

4.5. A szegedi kivágra szimulált PHR magasság és a 2 méteres hőmérséklet napi menete

A talajparaméterekre való érzékenységet a területi és időbeli átlagokra, valamint egy konkrét napra vonatkozóan vizsgáltam. A vizsgálódásaim a szegedi kivágra vonatkoznak, melynek eredményeit a 15. ábra szemlélteti. Látható, hogy a PHR^{HU} nagyobb, mint a PHR^{MA} mind aug. 21-re, mind pedig a 31 napra átlagára tekintve. A hasznosítható vízkészlet a HU talajok (1. és 2. táblázat) esetében nagyobb, mint az MA talajok esetében. Mivel a modell kezdeti vízkészlete változatlan, ezért a talaj szárazabb a HU, mint az MA talajok esetében. A szárazabb esetben a szenzibilis hőáram nagyobb, a látens hőáram kisebb, így a PHR is magasabb lesz. A PHR felépülése 5:00 UTC körül indul meg, mind a 4 esetben, azonban a 31 napos átlag magasabb értékeket mutat az idő múlásával, mint a teszt nap. Aug. 21-én a PHR magasságok az egész nap folyamán kisebbek, mint a 31 nap átlagos értékei. 11:00 UTC-ig közel 80-100 méterrel, majd ez a magasságkülönbség eléri a 200 métert is 11:00 és 13:00 UTC között. A PHR magasságok maximumai 14:00 UTC körül alakulnak ki, kevéssel 1500 m fölé magasodva az átlagos értékek esetén.

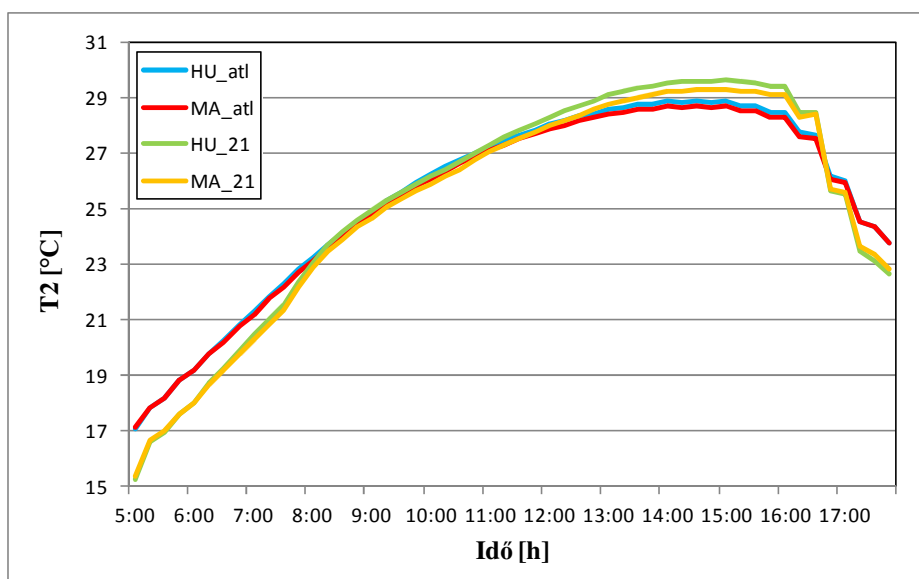


15. ábra: A PHR magasság szegedi kivágra vonatkozó és 31 napos átlagának, valamint aug. 21-i napi menete a HU- és az MA-futtatások esetén.

Nagy eltérés mutatkozik a teszt nap PHR^{HU} és PHR^{MA} maximális értékei ($PHR^{HU} \approx 1420$ m, $PHR^{MA} \approx 1280$ m) között, amely eltérés eléri a 140 métert is. Az átlagos értékek közti különbség maximuma nem haladja meg az 50 métert. A késő délutáni órákban, 16:00 és 17:00 UTC között összeomlik a PHR, ahogy az a valóságban el is várható. Ekkor, a

felépüléssel ellentétben, gyorsan megy végbe a folyamat, ugyanis napnyugta után a besugárzás csökkenésével párhuzamosan, hirtelen, nagymértékben lecsökken a szenzibilis hőáram utánpótlása is. Aug. 21-én gyorsabban megy végbe az összeomlás, ezáltal hamarabb éri el az éjszakai magassági szintet, mint a 31 napos átlag esetén. Ez utóbbi esetben az összeomlás közel másfél, két órát tesz ki. Éjszaka a PHR magasság értékei 100 méter alá csökkennek (nincs ábrázolva).

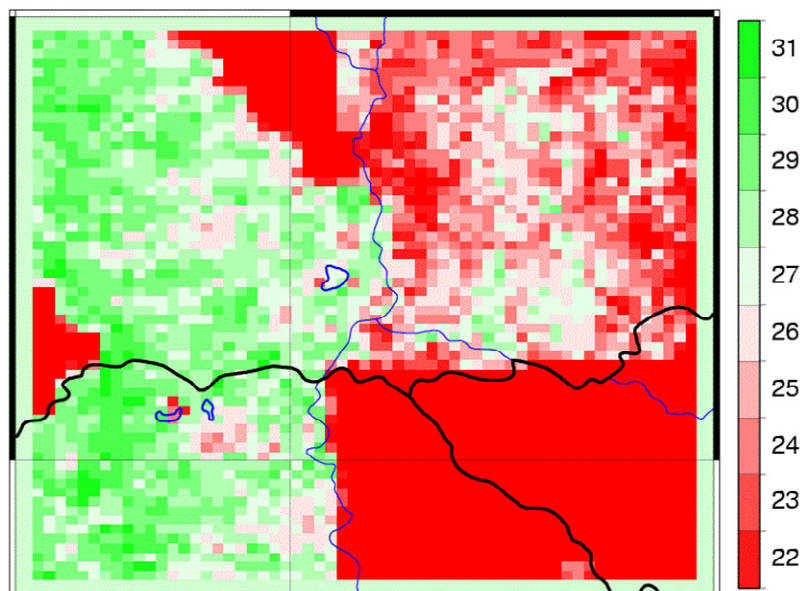
A 2 méteres hőmérséklet (T2) napi menete ugyanezen feltételekre vonatkozóan látható a 16. ábrán. A hőmérsékleti értékek görbéje a PHR magasság napi menetéhez hasonlóan alakul. Aug. 21-én a T2 értékek a déli és a kora délutáni órákban nagyobbak, mint a 31 nap átlagára vonatkozó értékek. A késő délutáni órákban azonban ismét kisebbek, mint ahogy a kora délelőtti órákban is. A maximumaik – a PHR magasságokhoz képest – közel egy, másfél órával később érik el, 15:00-15:30 UTC körül. E maximális hőmérsékletek 28-30 °C között mozognak. A HU és az MA futtatások T2 értékei között a 0,5 °C-ot alig haladja meg a legnagyobb különbség. A PHR magasság viselkedéséhez hasonlóan a T2 esetén is tapasztalható hirtelen csökkenés a késő délutáni órákban, azonban a PHR magassággal ellentétben nem csökken le olyan drasztikus mértékben, csupán 23-24 °C-ra esik vissza 18:00 UTC-re.



16. ábra: A 2 méteres hőmérséklet szegedi kivágatra vonatkozó modellterületi és 31 napos átlagának, valamint aug. 21-i napi menete a HU- és az MA-futtatások esetén.

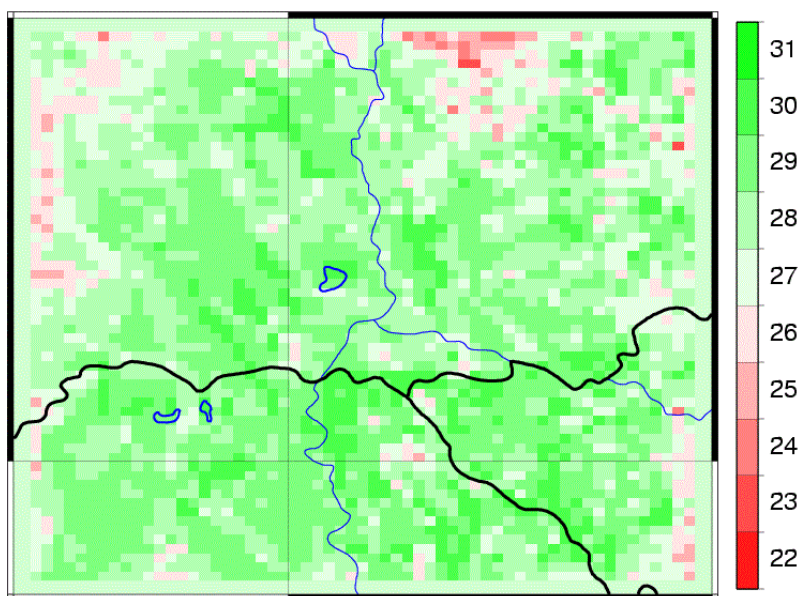
4.6. A szegedi kivágatra vonatkozó PHR magasságok érzékenysége a talajadatbázis használatára szignifikancia vizsgálatok alapján

Szignifikancia vizsgálataink első lépéseként a szegedi kivágatra vonatkozó eredmények kerülnek bemutatásra. A látens hőáram 31 tesztnapra vonatkozó szignifikanciájának összessége látható az 17. ábrán. A szignifikáns napok száma láthatóan kisebb a kivágat jobb alsó negyedében, valamint két kisebb kiterjedésű terület felett, nyugaton a határ mentén, illetve északon, a Tiszától keletre. A legtöbb rácspont felett e szignifikáns érzékenyséű napok száma még a 21 napot sem éri el. Ezeken a területeken az uralkodó talajtextúra a vályog, melynél a legkisebb különbségek adódtak a két talajadatbázis között, bármelyik talajparamétert tekintve (1. táblázat). A terület jobb felső negyedében a domináns textúra az agyagos vályog, amelyre vonatkozóan a hasznosítható vízkapacitásbeli különbség a két adatbázis között már nagyobb, mint a vályog esetén. Így nagyobb változás is tapasztalható a két futtatás látens hőáramai közt. Ez látszik a 22-27 napos szignifikancia értékekben is. A Tiszától nyugatra – eltekintve a vályog talajtextúrától – főként vályogos homok textúra található, amely esetén a két talajparaméter adatbázis között a legnagyobb eltérések adódtak a szegedi kivágat területén megtalálható 3 textúra közül. A szignifikáns érzékenységet mutató napok száma ennek megfelelően 27-31 között változott, azaz igen nagy érzékenységet tapasztalhattunk.



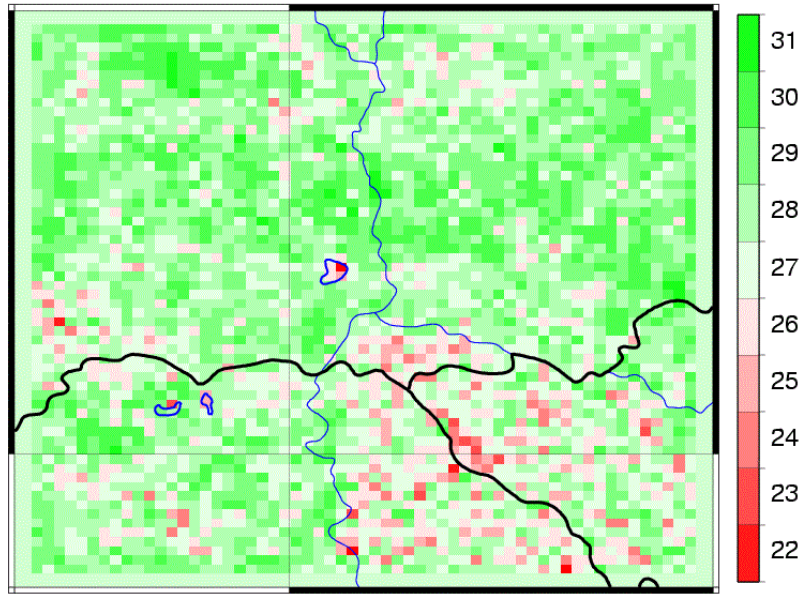
17. ábra: Különböző talajadatokkal szimulált látens hőáramok napi meneteiben szignifikáns ($p < 0,01$) eltérést mutató rácspontok 31 napra összegzett területi eloszlása a szegedi kivágatra vonatkozóan.

A 2 méteres hőmérsékletre vonatkozóan is megvizsgáltuk az érzékenységeket 31 napos összesítésben (18. ábra). Ebben az esetben nem tapasztaltunk számottevő eltérést a különböző talajtextúrák felett. Az egész időszak során fellépett különbség a hőmérsékletben a két szimuláció között. Természetesen a déli órákban nagyobbak ezek az eltérések, 0,1-0,8 °C között változnak attól függően, hogy milyen talajtextúra felett vizsgálódunk. A napi menet kiküszöbölésének köszönhetően folytonos különbséget kaptunk az egész időszakban.



18. ábra: Különböző talajadatokkal szimulált 2 méteres hőmérséklet napi meneteiben szignifikáns ($p < 0,01$) eltérést mutató rácspontok 31 napra összegzett területi eloszlása a szegedi kivágratra vonatkozóan.

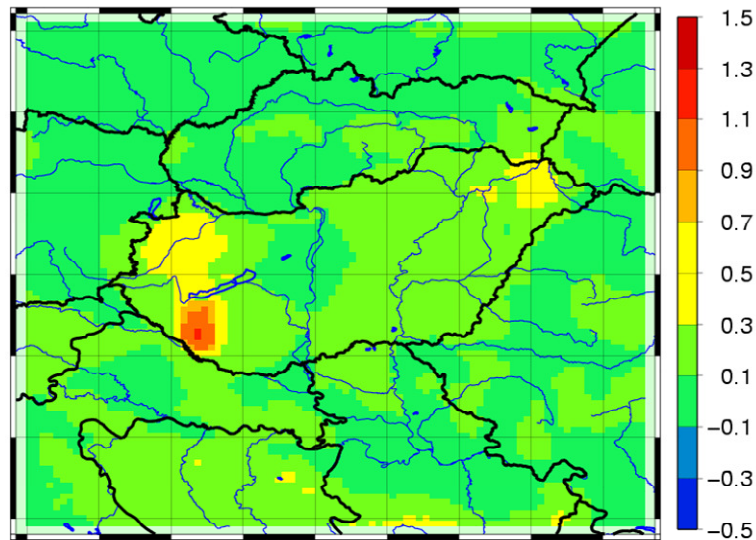
A PHR magasságokra vonatkozó összesített szignifikancia térkép is hasonló eloszlást mutat, bár a különbségek nem annyira számottevőek, mint a látens hőáram esetén (19. ábra). A terület jobb alsó negyedében, illetve a két kisebb vályog textúrájú terület felett 22-28 nap között változik a szignifikáns esetek száma. Ezzel szemben a homokos vályog és az agyagos vályog talajtextúrák felett a szignifikáns napok száma 25 és 31 között van. Kiemelhető a területen található 3 tó is, melyek felett a víz textúra paramétereinek változatlansága következtében a PHR magasság különbség a HU és az MA futtatások között nem szignifikáns mértékű.



19. ábra: Különböző talajadatokkal szimulált PHR magasság napi meneteiben szignifikáns ($p < 0,01$) eltérést mutató rácspontok 31 napra összegzett területi eloszlása a szegedi kivágra vonatkozóan.

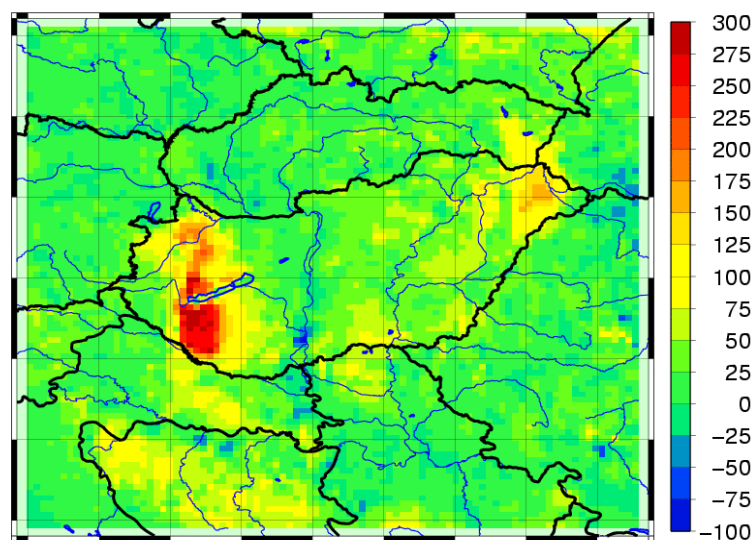
4.7. A teljes modellterületre vonatkozó PHR magasságok érzékenysége a talajadatbázis használatára szignifikancia vizsgálatok alapján

A szegedi kivágra vonatkozó szignifikancia vizsgálatok után a teljes modellterületre vonatkozóan, szintén 31 napos összesített eredményekre nézve végeztem további behatóbb vizsgálatokat. A T2-re vonatkozó abszolút különbségeket (HU-MA) 10:30 UTC-kor a 20. ábrán láthatjuk. A szegedi kivágra vonatkozó szignifikancia vizsgálati eredményekkel ellentétben, itt láthatóan kirajzolódnak az egyes textúrák. A leggyakoribb, vályog textúra feletti hőmérséklet $0,1\text{ °C}$ különbséget mutat a HU és az MA talajadatbázis használatával. Ennél $0,2\text{ °C}$ -kal nagyobb különbség látható mind az agyagos vályog, a homokos agyagos vályog, mind pedig a homokos vályog felett. E három talajtextúrára kapott eltérés a HU és az MA adatbázis között megközelítően hasonló mértékű. Ahogy korábban is említésre került, a legnagyobb különbségek az agyag és a vályogos homok esetén adódtak (1. táblázat). A T2 különbségek követik ezt a változást, ugyanis ezeken a területeken számottevően megnövekedtek a különbségek a két futtatás között. Az agyag textúra átlagosan $0,5\text{-}0,7\text{ °C}$ -os eltérést mutat a HU és az MA talajadatokkal végzett futtatások között, míg a legnagyobb különbség a Balatontól délnyugatra fekvő vályogos homok textúra felett látható, s ez az érték eléri az $1,3\text{ °C}$ -ot is.



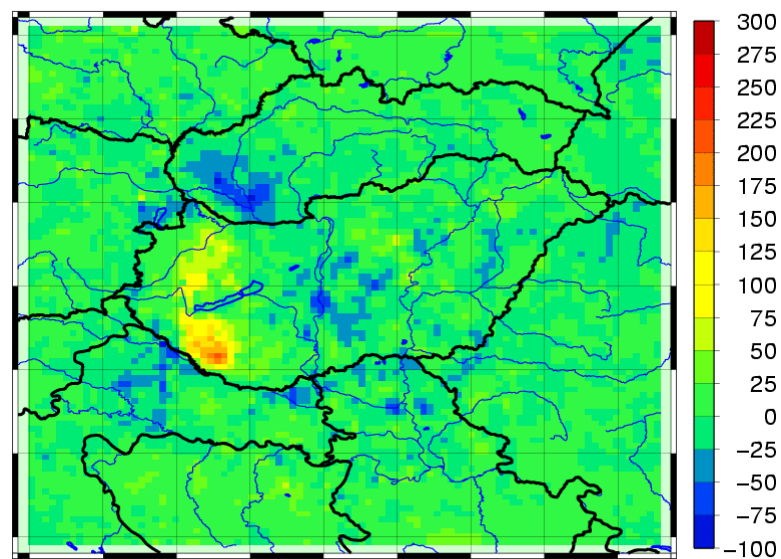
20. ábra: A HU-MA 2 méteres hőmérséklet különbség [°C] területi eloszlása 10:30 UTC-kor a 31. teszt nap összességére és a teljes modellterületre vonatkozóan.

A PHR magasság a T2 területi eloszlásához hasonlóan alakult (21. ábra). Ugyanúgy, mint az előbbi esetben, a PHR magasság is követi a talajtextúra területi eloszlását. A délutáni órákban, amikor a PHR magasság a maximumot éri el, a vályog textúra felett az abszolút különbség értékei nem haladják meg az 50 m-t sem, míg az agyagos vályog esetén 75 és 125 m között mozognak. Az uralkodóan agyag textúrájú területek esetén 175-225 m körül alakulnak az eltérések. A legszámottevőbb különbség a két futtatás között a válygos homok textúra felett látható, melynek értéke helyenként megközelíti a 300 m-t is.



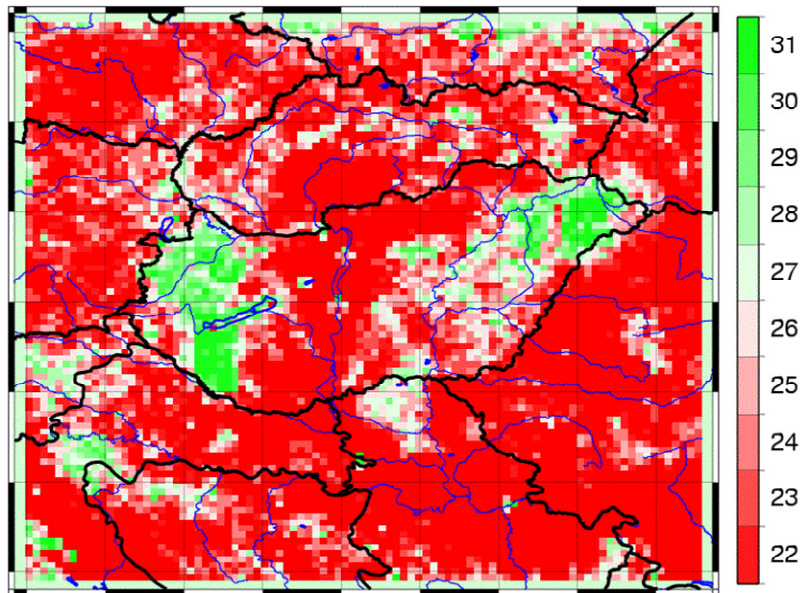
21. ábra: A HU-MA PHR magasság különbség [m] területi eloszlása 15:30 UTC-kor a 31. teszt nap összességére és a teljes modellterületre vonatkozóan.

A PHR magasság 16:00 UTC körül kezd leépülni a besugárzás csökkenése miatt. 17:30 UTC-kor még nem éri el az éjszakai szintet a magasság, azonban az egyes textúrák feletti abszolút különbségben jelentős különbségek láthatók (22. ábra). A modellterület legnagyobb részén, ahol vályog és agyagos vályog található, -25 és 25 m között változnak a PHR magasság abszolút különbségei. Az agyag és a vályogos homok textúrák felett azonban a 200 m-t is meghaladják ezek az értékek. Egyes területeken a nappali különbségtől eltérően negatív különbségek is megfigyelhetők a PHR magasságban. E különbségek a határréteg magasság hirtelen csökkenésének eltérő időpontjából adódnak.



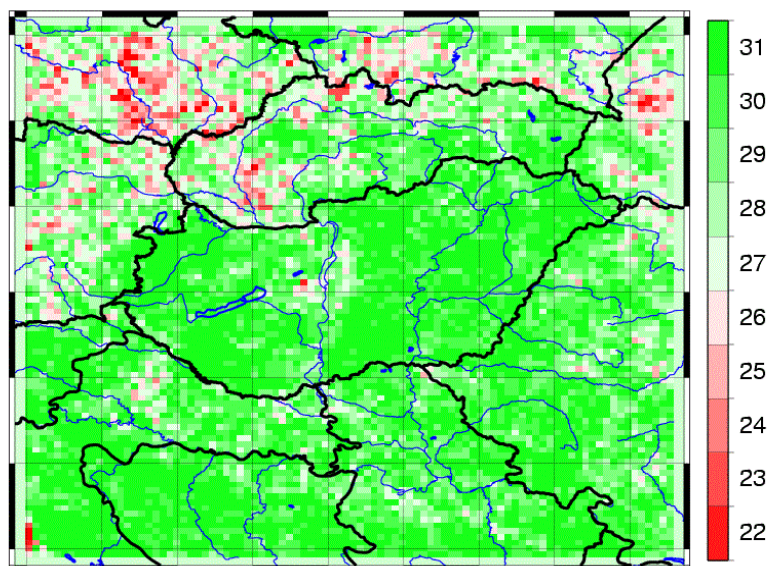
22. ábra: A HU-MA PHR magasság különbség [m] területi eloszlása 17:30 UTC-kor a 31. teszt nap összességére és a teljes modellterületre vonatkozóan.

Tekintsük át most e különbségek szignifikáns voltát az egész modellterületre és a 31 nap összesítésére vonatkozóan! A látens hőáram esetén is fontos megemlíteni a textúra jelenlétének fontosságát (23. ábra). A szignifikáns érzékenységet mutató napok száma nem éri el a 22 napot sem a modellterület közel 90%-án, főként ott, ahol vályog és agyagos vályog textúra található. Ezzel ellentétben a szignifikáns napok száma 30-31 a vályogos homok felett, valamint 29-30 az agyagos területek felett. Kiemelendő még a homokos vályog textúra, mely a modellterület délnyugati részén egy markáns sávban, valamint a szlovák és román Kárpátokban található nagyobb kiterjedésben, s ahol a szignifikáns napok száma eléri akár a 28-29-et is.



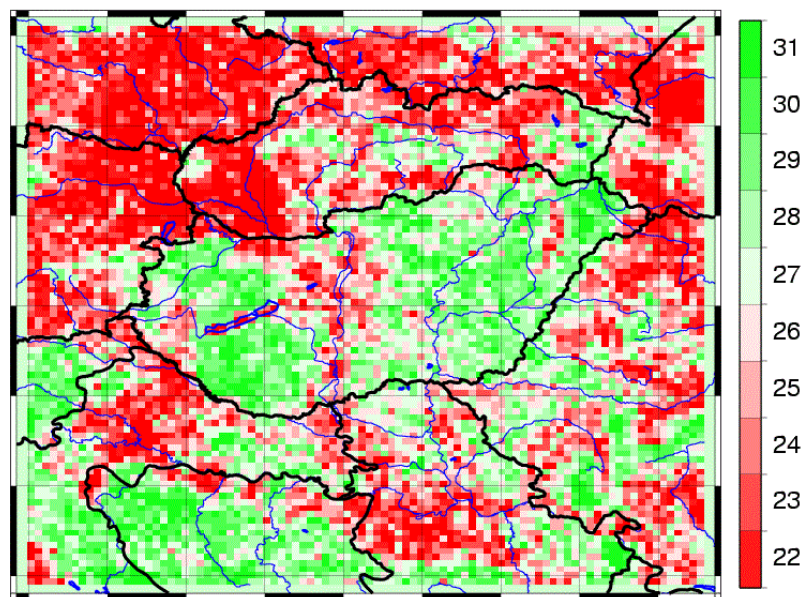
23. ábra: Különböző talajadatokkal szimulált látens hőáram napi meneteiben szignifikáns ($p < 0,01$) eltérést mutató rácspontok 31 napra összegzett területi eloszlása a teljes modellterületre vonatkozóan.

A T2 esetén már kevésbé látszik a látens hőáramnál és a PHR magasságnál tapasztalt nagy eltérés (24. ábra). A vályog felett a szignifikánsan érzékeny napokból azonban még mindig viszonylag kevés (23-29) van, főleg a többi textúrához viszonyítva. A Kárpátok vonulatának mentén láthatóan kevesebb ez az érték, 22-25 között mozog sok helyen.



24. ábra: Különböző talajadatokkal szimulált 2 méteres hőmérséklet napi meneteiben szignifikáns ($p < 0,01$) eltérést mutató rácspontok 31 napra összegzett területi eloszlása a teljes modellterületre vonatkozóan.

A PHR magasságra vonatkozó szignifikancia vizsgálat eredményei a 25. ábrán láthatók. A szignifikáns érzékenységet mutató napok száma kisebb, mint 26, sőt, helyenként a 22-t sem haladja meg a modellterület felső egyharmadában, Szlovákia, Ausztria és Csehország nagy részein, illetve Magyarország középső részén és elszórtan a déli területeken. Ez az érték 29-30 az agyagos vályog területeken, ami legnagyobb kiterjedésében Magyarország keleti harmadában van. Az agyag és vályogos homok textúrák felett majdnem minden esetben mind a 31 napon szignifikánsak a HU és az MA futtatások eredményei közötti különbségek.



25. ábra: Különböző talajadatokkal szimulált PHR magasság napi meneteiben szignifikáns ($p < 0,01$) eltérést mutató rácspontok 31 napra összegzett területi eloszlása a teljes modellterületre vonatkozóan.

5. Konklúzió

Diplomamunkámban elsősorban arra voltam kíváncsi, hogy mennyire érzékeny a planetáris határréteg magassága a talajadatbázis használatára. Ezt a kérdéskört korábban is vizsgáltuk a HUNSODA és az USDA talajadatbázisokkal, azonban ott nem álltak rendelkezésünkre a verifikációhoz szükséges mérések. A mérés és modellezés összehasonlításához különféle PHR magasság becslő eljárásokat alkalmaztunk, melyekből 6 módszer eredményei kerültek bemutatásra.

Eredményeink alapján a mérésekből származtatott PHR magasságok napi menete tág határok között változik, és e napi menetek jellegében jelentős eltérések vannak. A potenciális hőmérséklet gradienseken és a R_i számon alapuló maximális PHR magasságok a még elfogadható elméleti határokon belül, azaz 1100 és 1600 m között mozogtak. A részecske módszeren alapuló számítási eljárások ennél nagyobb értékeket eredményeztek.

A modellezett változókból történő PHR magasság becslés előtt megvizsgáltuk e változók eltérését a mérések és a modell között. Vizsgálatainkban a nappali időszakra helyeztük a hangsúlyt. Ebben az időszakban szignifikáns különbség lépett fel a szél észak-déli irányú komponensében. A modellből – a mérésekkel megegyező módszerek alapján – meghatározott PHR magasságok átlagosan 300-400 méterrel nagyobbak voltak, mint a mérések alapján becsült PHR magasságok. A potenciális hőmérséklet maximális gradiensen alapuló módszer is, a részecske módszeren alapuló metódusokhoz hasonlóan túl nagy, 2000 m feletti magasságokat eredményezett. A mérések és a modell eredményének összehasonlítása alapján elmondható, hogy a 3. módszer (a potenciális hőmérséklet vertikális gradiense eléri a $3,5\text{K/km-t}$) bizonyult a legjobb vizsgált eljárásnak. Ez a modellezett PHR magasságtól a délutáni órákban 50-100 méterrel tért csak el. Dél előtt ugyanakkor a mért PHR magasságok gyorsan növekedésnek indultak, melynek következményeképp 200-400 m eltérés volt. A talaj relatív hasznosítható vízkészletét tekintve szárazabb volt a HU, mint az MA talajadatbázis esetén. Ennek megfelelően alakultak a PHR magasságok is: a HU talajok esetében átlagosan 50 méterrel voltak nagyobbak a maximumok, mint az MA talajok esetén. E különbség sokkal kisebb, mint a PHR magasság becslésére szolgáló módszerek eredményei közötti különbségek átlagos nagysága. Mindezek alapján azt mondhatjuk, hogy a PHR magasságának becslése sokkal érzékenyebb a módszerek, mintsem a talajadatbázis használatára.

Ezt követően a PHR magasság talajadatbázis használatára való érzékenységét szignifikancia vizsgálattal elemeztük, a teljes modellterület mellett egy kisebb, de nagyobb

térbeli felbontású beágyazott területre (szegei kivágat) vonatkozóan. Külön elemeztük a látens hőáram, a 2 méteres hőmérséklet és a PHR magasság érzékenységét a HU és az MA talajadatbázisra vonatkozóan. A szegei kivágat 0,99-os pontosságú eredményei alapján a látens hőáram változása a – két talajadatbázis közti legkisebb különbségeket mutató – vályog esetén volt legkevesebb (<21 nap), míg a – legnagyobb különbségeket mutató – vályogos homok esetén leginkább szignifikáns (27-31 nap). Köztes értékeket tapasztaltunk a területen található harmadik textúra, az agyagos vályog felett. A PHR magasságára vonatkozó szignifikancia vizsgálat hasonló képet mutatott. A vályog textúra felett 22-28 napon voltak szignifikáns változások, míg az agyagos vályog esetén ez a szám 25 és 31 között mozgott.

A 2 méteres hőmérsékletek és PHR magasságok közötti különbségek (HU-MA) területi eloszlását vizsgálva azt tapasztaltuk, hogy mindkét változó esetében a vályogos homok textúra felett voltak a számottevő különbségek (25-31 napon). A hőmérséklet esetén 1,5 °C-ot, a PHR magasság esetén pedig 300 m-t megközelítő eltéréseket kaptunk, ellentétben például a vályog feletti értékekkel, ahol alig adódott eltérés. Az adott területre vonatkozó szignifikancia vizsgálatok is azt támasztották alá, hogy olyan területek felett, ahol az adott talajtextúra esetén kicsik voltak a különbségek a két adatbázis között, ott a talajadatbázis használatára vonatkozó érzékenység sem volt szignifikáns. Tehát a vályog textúra felett többnyire 21 vagy kevesebb napon volt szignifikáns az eltérés, míg a homokos textúrák esetén 25-31 között alakult ez a szám. Ezek alapján elmondható, hogy a PHR-ben zajló folyamatok, így a PHR magasságának alakulása is, szignifikánsan érzékeny a talajadatbázisok használatára.

6. Köszönetnyilvánítás

Hálás köszönettel tartozom mindazoknak, akik hozzájárultak jelen dolgozat elkészüléséhez:

- Hajninak, hogy óriási türelmet tanúsítva segítette és irányította munkámat az elmúlt 3 év során. Köszönet illeti, amiért bármilyen, akár a kutatási témától eltérő kérdéssel is fordulhattam hozzá, s akkor idejét nem kímélve igyekezett a lehető legprecízebb és leggyorsabb választ adni. Nem utolsó sorban szakmai fejlődésemben is fontos szerepet játszott az általa nyújtott segítség és biztatás;
- Ács Ferencnek, témavezetőmnek a munkám irányításáért, a szakmai tanácsaiért és az útmutatásért;
- Gyöngyösi András Zénónak és Richter Péternek a WRF szimulációk elkészítésében nyújtott segítségükért;
- az Országos Tudományos Kutatási Alapprogramok K-81432 számú pályázatának;
- az Európai Unió és az európai Szociális Alap társfinanszírozású pályázatának (TÁMOP-4.2.1/B-09/1/KMR);
- páromnak, Petinek, aki már a második szakdolgozatom/diplomamunkám elkészítésével járó terheltségemet a legnagyobb odaadással, türelemmel és szeretettel viselte, s aki mindig ott volt, ha már kezdtem kétségbe esni.
- anyukámnak és bátyámnak, hogy folyamatos biztatásukkal és támogatásukkal segítettek;
- Boginak, akivel öröm volt elvégezni a meteorológus szakot, és akivel együtt vészeltünk át rosszat és jót, nélküle a dolgozatom is másként sikerült volna;
- valamint nem utolsó sorban Orsinak, kedvenc szobatársamnak, aki sokszor nyújtott támaszt a nehéz időszakokban, és akivel öröm volt együtt tölteni az elmúlt 4 évet!

7. Irodalomjegyzék

Ács, F., Horváth, Á., Breuer, H. and Rubel, F., 2010: Effect of soil hydraulic parameters on the local convective precipitation. *Meteorol. Z.*, 19, 143-153.

André, J.C. and Mahrt, L., 1982: The nocturnal surface inversion and influence of clear-air radiative cooling, *J. Atmos. Sci.* 39, 864-878.

Angevine, W.M., White, A.B. and Avery, S.K., 1994: Boundary layer depth and entrainment zone characterization with a boundary-layer profiler. *Bound.-Layer Met.* 68, 375-385.

Anthes, A.R. and Warner, T.T., 1978: Development of hydrodynamic models suitable for air pollution and other mesometeorological studies. *Mon. Wea. Rev.* 106 (8), 1045-1078.

Avissar, R. and Liu, Y., 1996: Three-dimensional numerical study of shallow convective clouds and precipitation induced by land surface forcing, *J. Geophys. Res.*, 101, 7499-7518.

Avissar, R. and Schmidt, T., 1998: An evaluation of the scale at which ground-surface heat flux patchiness affects the convective boundary layer using a large-eddy simulation model. *J. Atmos. Sci.* 55, 2666–2689.

Balsamo, G., Beljaars, A., Scipal, K., Viterbo, P., van den Hurk, B., Hirschi, M. and Betts, A.K., 2009: A revised hydrology for the ECMWF model: Verification from field site to terrestrial water storage and impact in the Integrated Forecast System, *J. Hydrometeorol.*, 10, 623 – 643, doi:10.1175/2008JHM1068.1.

Betts, R.A., 2001: Biogeophysical impacts of land use on present-day climate: near-surface temperature and radiative forcing. *Atmospheric Sci. Lett.* doi: 10.1006/asle.2001.0023.

Betts, A. K., Ball, J.H., Beljaars, A.C.M., Miller, M.J. and Viterbo, P., 1996: The land-surface-atmosphere interaction: a review based on observational and global modeling perspectives. *J. Geophys. Res.*, 101, 7209-7225.

Betts, A.K. and Viterbo, P., 2005: Land-surface, boundary layer, and cloud-field coupling over the southwestern Amazon in ERA-40, *J. Geophys. Res.*, 110, D14108, doi:10.1029/2004JD005702.

Braun, F.J. and Schädler, G., 2005: Comparison of Soil Hydraulic Parameterizations for Mesoscale Meteorological Models. *J. Appl. Meteor.*, 44, 1116-1132.

Breuer, H., Ács, F., Horváth, Á., Laza, B., Matyasovszky, I., Németh, P., Weidinger, T. and Rajkai, K., 2011: A sensitivity study on the soil parameter-boundary layer height interrelationship. *ISRN Meteorology*, pp 10 (elfogadva)

Breuer, H., Ács, F., Laza, B., Horváth, Á., Matyasovszky, I. and Rajkai, K., 2012: Sensitivity of MM5 simulated planetary boundary layer height to soil dataset: comparison of soil and atmospheric effects. *Theor. Appl. Climatol.* (23 February 2012), 1-14. doi:10.1007/s00704-012-0597-y.

Campbell, G.S., 1985: Soil Physics with Basic, Transport Models for Soil-Plant System. *Developments in Soil Science.* 14. Elsevier. Amsterdam.

Chang, J.T. and Wetzel, P.J., 1991: Effects of spatial variations of soil moisture and vegetation on the evolution of a prestorm environment: A case study. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 1368–1390.

- Charney, J.G., Stone, P.H. and Quirk, J.M., 1975: Drought in the Sahara: A Biophysical Feedback Mechanism. *Science*. 187. 434-435.
- Chen, F. and Dudhia, J., 2001: Coupling an advanced land-surface/Hydrology model with the Penn State/NCAR MM5 modeling system. Part I: Model description and implementation. *Mon. Wea. Rev.*, 129, 569-585.
- Cuenca R, Ek, M. and Mahrt, L., 1996: Impact of soil water property parameterization on atmospheric boundary layer simulation. *J. Geophys. Res.* 101(D3):7269–7277.
- Davies, T., Cullen, M.J.P., Malcolm, A.J., Mawson, M.H., Staniforth, A., White, A.A. and Wood, N., 2005: A new dynamical core for the Met Office's global and regional modelling of the atmosphere. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 131, 1759–1782.
- Deardorff, J., 1978: efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res.* 83. 1889-1903.
- Doms, G., and Schaettler, U., 1997: The nonhydrostatic limited-area model LM (Lokal-Modell) of DWD. Part I: Scientific documentation. *Deutscher Wetterdienst*, 155 pp.
- Dudhia, J., 1989: Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. *J. Atmos. Sci.*, 46, 3077–3107.
- Dudhia, J., 1993: A non-hydrostatic version of the Penn State-NCAR Mesoscale Model: Validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 1493-1513.
- Dudhia, J., 2006: The Weather Research and Forecast Model Version 2.0: Physics update. 5th WRF / 14th MM5 Users' Workshop Paper.
- Dye, T.S., Lindsay, C.G. and Anderson, J.A., 1995: Estimates of mixing depth from boundary layer radar profilers. Proc. 9th AMS Symp. Meteorol. Instrum. & Obs., Charlotteville, 156-160.
- Ek, M. and Cuenca, R.H., 1994: Variation in Soil Parameters: Implications for Modeling Surface Fluxes and Atmospheric Boundary-Layer Development. *Bound.-Layer Met.*, 70, 369 – 383.
- Fodor, N. and Rajkai, K., 2005: Estimation of Physical Soil Properties and Their Use in Models (in Hungarian). *Agrokémia és Talajtan*, Vo. 54, 25--40.
- Gao S., Ping, F., Li, X. and Tao, W.K., 2004: A convective vorticity vector associated with tropical convection: A 2D cloud-resolving modeling study. *J. Geophys. Res.*, doi: 10.1029/2004JD004807.
- Hong, S.-Y., Dudhia, J. and Chen, S.-H., 2004: A Revised Approach to Ice Microphysical Processes for the Bulk Parameterization of Clouds and Precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, 132, 103–120.
- Hong, S.-Y., Noh, Y. and Dudhia, J., 2006: A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Mon. Wea. Rev.*, 134, 2318–2341.
- Horváth, Á., Ács, F. and Geresdi, I., 2007: Sensitivity of severe convective storms to soil hydrophysical characteristics: A case study for April 18, 2005. *Időjárás*. 111. 221–237.
- Horváth, Á., Ács, F. and Breuer, H., 2009: On the relationship between soil, vegetation and severe convective storms: Hungarian case studies. *Atmos. Res.* 93. 66–81.
- Jericevic A. and Grisogno, B., 2006: The critical bulk Richardson number in urban areas: verification and application in a numerical weather prediction model. *Tellus A* 58:1, 19-27.
- Kain, J.S. and Fritsch, J.M., 1990: A one-dimensional entraining/ detraining plume model and its application in convective parameterization. *J. Atmos. Sci.*, 47, 2784–2802.

- Kain, J.S. and Fritsch, J.M.*, 1993: Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme, The representation of cumulus convection in numerical models, K. A. Emanuel and D.J. Raymond, Eds., *Amer. Meteor. Soc.*, 246 pp.
- Kain, J.S.*, 2004: The Kain-Fritsch convective parameterization: An update. *J. Appl. Meteor.*, 43, 170–181.
- Kitaigorodskii, S.A. and Joffre, S.M.*, 1988: In search of a simple scaling for the height of the stratified atmospheric boundary layer. *Tellus 40A*, 419-433.
- Laza, B.*, 2009: A planetáris határréteg és a talaj hidrofizikai tulajdonságai közötti kapcsolat vizsgálata az MM5 modellel, Szakdolgozat. 36 pp.
- Laza, B.*, 2010: Az MM5 modellel szimulált planetáris határréteg magasságának érzékenysége a talajadatbázisok használatára. TDK dolgozat, 36 pp.
- Lee, S.-J. and Kawai, H.*, 2011: Mixing Depth Estimation from Operational JMA and KMA Wind-Profiler Data and its Preliminary Applications: Examples from Four Selected Sites. *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 89, 15-28.
- Makó, A. és Tóth, B.*, 2008: MARTHA: az első részletes talajfizikai adatbázis Magyarországon. *Agronapló*, 2008/3, 46-47..
- Makó A., Tóth B., Hernádi H., Farkas C. és Marth P.*, 2011: A MARTHA adatbázis alkalmazása a hazai talajok víztartó képesség becslésének pontosítására. *Talajvédelem. Különszám* 51-58.
- McCumber, M.C. and Pielke, R.A.*, 1981: Simulation of the effects of surface fluxes of heat and moisture in a mesoscale numerical model. 1. Soil layer. *J. Geophys. Res.*, 86, 9929-9938.
- Mesinger, F. and Arakawa, A.* 1976: Numerical methods used in atmospheric models. GARP Publ. Series, No. 14., WMO/ICSU Joint Organizing Committee, 64 pp.
- Mihailovic, D.T., de Bruin, H.A.R., Jeftic, M. and van Duken, A.*, 1992: A study of the sensitivity of land surface parameterizations to the inclusion of different fractional covers and soil textures. *J. Appl. Meteor.* 31. 1477–1487.
- Mlawer, E.J., Taubman, S.J., Brown, P.D., Iacono, M.J. and Clough, S.A.*, 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J. Geophys. Res.*, 102 (D14), 16663–16682.
- Monin, A.S. and Obukhov, A.M.*, 1954: Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. Contributions of the Geophysical Institute of the Slovak Academy of Sciences, USSR, 151, 163-187.
- Nemes, A.*, 2002: Unsaturated Soil Hydraulic Database of Hungary: HUNSODA. *Agrokémia és Talajtan*. 51, 17-26.
- Nemes, A.*, 2003: Multi-scale Hydraulic Pedotransfer Functions for Hungarian Soils. PhD Dissertation, Wageningen Universiteit, ISBN 90-5808-804-9, 143 pp.
- Nemes, A., Rawls, W.J. and Pachepsky, Y.A.*, 2005: Influence of organic matter on the estimation of saturated hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 69, 1330–1337.
- Niyogi D, Xue, Y. and Raman, S.*, 1999: Hydrological feedback in land atmosphere coupling: comparison of a tropical and midlatitudinal regime. In: International conf. air quality management, Univ. Brunei - Darussalam, Bandar Seri Bagawan, Brunei - Darussalam, 15–19 November 1999.

- Oke, T.R., 1988: Boundary Layer Climates, 2nd ed., 435 pp., Halsted Press, New York.
- Otterson, H., 1969: Atmospheric structure and radar backscattering in clear air, *Radio Sci.*, 4, 1179-1193.
- Pachepsky, Y.A. and Rawls, W.J., 1999: Accuracy and reliability of pedotransfer functions as affected by grouping soils. *Soil Sci. Soc. of Am. J.*, 63, 1748-1757.
- Pielke, R. A., 1984: Mesoscale Meteorological Modeling, 612 pp., Academic, San Diego, Calif..
- Pielke, R.A., Lee, T.J., Copeland, J.H., Eastman, J.L., Ziegler, C.L. and Finley, C.A., 1997: Use of USGS-provided data to improve weather and climate simulations, *Ecol. Appl.*, 7, 3–21.
- Pielke, R.A., 2001: Influence of the spatial distribution of vegetation and soils on the prediction of cumulus convective rainfall. *Rev. Geophys.* 39, 151-177.
- Quintanar A, Mahmood, R., Loughrin, J.H. and Lovanh, N.C., 2008: A coupled MM5-Noah land surface model-based assessment of sensitivity of planetary boundary layer variables to anomalous soil moisture conditions. *Phys. Geogr.*, 29:54–78.
- Raman. S., Sims, A., Ellis, A. and Boyles, R., 2005: Numerical simulation of mesoscale circulations in a region of contrasting soil types. *Pure and Applied Geophysics*, 162, 1698-1714.
- Rákóczi, F., 1988: A planetáris határréteg. Tankönyvkiadó, Budapest, 186 pp.
- Saito, K., Fujita, T., Yamada, Y., Ishida, J, Kumagai, Y., Aranami, K., Ohmori, S., Nagasawa, R., Kumagai, S., Muroi, C., Kato, T., Eito, H. and Yamazaki, Y., 2006: The Operational JMA Nonhydrostatic Mesoscale Model. *Mon. Wea. Rev.* 134, 1266-1298.
- Santanello, J.A., Friedl, M.A. and Kustas, W.P., 2005: An empirical investigation of convective planetary boundary layer evolution and its relationship with the land surface. *J. Appl. Meteor.*, 44, 917–932.
- Schaap, M.G. and F.J. Leij, 1998: Database-related accuracy and uncertainty of pedotransfer functions. *Soil Sci.* 163. 765–779.
- Seibert P., Beyrich, F., Gryning, S.E., Joffre, S., Rasmussen, A. and Tercier, P., 1997: Mixing height determination for dispersion modelling. In: *COST Action 710* “Harmonization of the pre-processing of meteorological data for atmospheric dispersion models”, Final Report EUR 18195 EN.
- Seidel, D.J., Ao, C.O. and Li, K., 2010: Estimating climatological planetary boundary layer heights from radiosonde observations: Comparison of methods and uncertainty analysis. *J. Geophys. Res.*, 115, D16113, doi:10.1029/2009JD013680.
- Shao Y. and Irannejad, P., 1999: On the choice of soil hydraulic models in land-surface schemes. *Bound.-Layer Met.* 90:83–115.
- Shukla, J. and Mintz, Y., 1982: Influence of land-surface evapotranspiration rate on the earth's climate, *Science*, 215, 1498-1500.
- Skamarock, W.C., Klemp, J.B., Dudhia, J., Gill, D.O., Barker, D.M., Wang, W. and Powers, J.G., 2008: A Description of the Advanced Research WRF Version 3. NCAR technical note, NCAR/TN-468+STR.
- Sorbjan, Z., 1989: Structure of the Atmospheric Boundary Layer, 317 pp., Prentice Hall, Englewood Cliffs, N.J.
- Stefanovits, P., Filep Gy. és Fülekgy Gy., 1999: Talajtan, 4. kiadás átdolgozott, bővített változata, Mezőgazda, ISBN 963 286 045 4, 472 pp.

- Stull, R.B., 1983: A heat flux history length scale for the nocturnal boundary layer. *Tellus* 35A, 219-230.
- Stull, R.B., 1988: An Introduction to Boundary Layer Meteorology. Dordrecht – Boston – London: Kluwer Academic Publishers, 665 pp.
- Sud, Y.C., Shukla, J. and Mintz, Y., 1988: Influence of land-surface roughness on atmospheric circulation and rainfall: a sensitivity study with a general circulation model. *J. Appl. Meteor.* 27, 1036–1054.
- Sun, W-Y., 1993a: Numerical simulation of a planetary boundary layer: Part I. Cloud-free case. *Beitrage zur Physik der Atmosphäre*. 66. 3–16.
- Sun, W-Y., 1993b: Numerical simulation of a planetary boundary layer. II. Cloudy case. *Beitrage zur Physik der Atmosphäre*. 66. 17–30.
- Teuling A.J., Uijlenhoet, R., van den Hurk, B. and Seneviratne, S.I., 2009: Parameter sensitivity in LSMs: an analysis using stochastic soil moisture models and ELDAS soil parameters. *J. Hydrometeorol.* 10:751–765.
- Várallyay, Gy., Szabóné Kele, G., Marth, P., Karkalik, A. és Thury, I., 2009: Magyarország talajainak állapota. A talajvédelmi információs és monitoring rendszer (TIM) adatai alapján Budapest, Földművelésügyi és Vidékfejlesztési Minisztérium.,91 pp.
- Vogelezang, D.H.P and Holtslag, A.A.M., 1996: Evolution and model impacts of alternative boundary layer formulations. *Bound.-Layer Met.*, 81, 245-269.
- Walker, J. and Rowntree, P.R., 1977: The effect of soil moisture on circulation and rainfall in a tropical model, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 103, 29-46.
- White, A., Fairall, C. and Thompson, D., 1991: Radar observations of humidity variability in and above the marine boundary layer, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 8, 639-658.
- Xue, Y., 1997: Biosphere feedback on regional climate in tropical north Africa. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 123, 1483-1515.
- Zhang, D. and Anthes, R.C., 1982: A high-resolution model of the planetary boundary-layer sensitivity tests and comparisons with SESAME-79 data, *J. Appl. Meteor.*, 21, 1594-1609.
- Zilitinkevich, S.S. and Baklanov, A., 2002: Calculation of the height of stable boundary layers in practical applications. *Bound.-Layer Meteor.*, 105, 389-409.
- Zobler, L. 1986: A world soil file for global climate modelling. NASA Technical Memorandum 87802, 32 pp.