

# Az éjszakai határréteg modellezésének lehetőségei a WRF modellel és validációja a PABLS'15 mérési kampány adataival

DIPLOMAMUNKA  
METEOROLÓGUS MESTERSZAK  
ELŐREJELZŐ SZAKIRÁNY



Készítette:

**Virág Szabolcsné**

Témavezető:

**dr. Breuer Hajnalka**

egyetemi adjunktus

ELTE TTK, Meteorológiai Tanszék

Eötvös Loránd Tudományegyetem  
Földrajz- és Földtudományi Intézet  
Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2018

# Tartalomjegyzék

<b>1. Bevezetés</b> .....	3
<b>2. A planetáris határréteg mérése és modellezése</b> .....	4
2.1 A planetáris határréteg .....	4
2.2 Kampánymérések és alsó légköri modellezések .....	8
<b>3. Modellbeállítások</b> .....	12
3.1 A WRF modell .....	12
3.2 A WRF 3.8 oszlopmodell.....	12
3.3 Felszínközeli réteg sémák a WRF modellben .....	13
3.4 Planetáris határréteg sémák a WRF modellben.....	17
3.5 Az oszlopmodell numerikus szimulációi .....	18
<b>4. Adatok</b> .....	19
4.1 Mérések a PABLS'15 során.....	19
4.2 Időjárási helyzet .....	21
4.3 A GFS modell.....	21
<b>5. Validáció</b> .....	22
5.1 Július 16–17. – vertikális profilok.....	22
5.2 Július 14–15. – felszíni fluxusok.....	30
<b>6. Szimulációk javítása</b> .....	37
6.1 A Noah multiparametrizációs felszíni modell.....	37
6.2 A felszíni ellenállás opciók .....	39
6.3 Nedves talaj .....	39
6.4 Lassú vízmozgás a talajban .....	39
6.5 Új vertikális profilok .....	41
<b>7. Eredmények a háromdimenziós WRF modellel</b> .....	42
<b>8. Összefoglalás</b> .....	46
<b>9. Köszönetnyilvánítás</b> .....	47
<b>Irodalomjegyzék</b> .....	48

# 1. Bevezetés

A planetáris határrétegben zajló turbulens áramlást összetett és kaotikus viselkedés jellemzi, becslése mégis elengedhetetlen a prognosztikus modellek megfelelő működéséhez. Tekintve, hogy a turbulens folyamatok explicit leírásához mikrométeres léptékre lenne szükség, az ilyen léptékű mozgások nincsenek leírva a modellekben, csupán azok hatását becsüljük. Ezek a becslések továbbra is fizikai egyenletek segítségével történnek a parametrizációkban. A felszín és a határréteg közötti átvitelt a felszínközeli réteg sémák kezelik. Ezek a sémák többnyire hasonlósági függvények, illetve a Monin–Obukhov hasonlósági elmélet alapján kezelik a turbulens kicserélődést. A Monin–Obukhov elmélet és a hasonlósági függvények problémája, hogy csak adott szélsőséges légköri rétegződés esetén igazak, melyek a valóságban ritkán teljesülnek, különösen nem éjszaka. Célunk megvizsgálni, hogy az éjszakai stabil határréteg jellegzetességeit melyik séma közelíti legjobban, illetve feltérképezni a légkör felszínközeli rétegében zajló mikrometeorológiai folyamatok modellezésének előforduló lehetséges problémáit egy kampányméréshez kapcsolódóan. Nagy hő-, nedvesség- és momentum fluxusok zajlanak ebben a vékony rétegben, így ezen parametrizációkat állandó figyelem kíséri. Kutatásunk a Weather Research and Forecasting (WRF) 3.8 oszlopmodelljének alkalmazásával készült. Elsősorban a modell különböző planetáris határréteg séma és felszínközeli réteg séma parametrizációit teszteltük, hogy képesek-e visszaadni a stabil éjszakai réteg tulajdonságait. Összesen 26 különböző sémakombinációval futtattuk le a modellt. A különféle parametrizációk hatékonyságának vizsgálatához nagyon jó tér- és időbeli felbontással rendelkező mérésekre van szükség a légkör alsó 100 méteres rétegéből. Fontos, hogy vertikálisan minél több mintavétel készüljön, amiket felhasználhatunk a modell validálásához. Ilyen jellegű mérésekre általában mérési kampányok során van lehetőség. Validációnak a PABLS'15 (Pannon Atmospheric Boundary Layer Experiment Szeged – 2015) kutatási projekt keretében, a szegedi reptér közelében készült vertikális alsólégköri szondázásokat és fluxusméréseket használtuk fel. A profilmérések 2015. július 11. és 17. közötti éjszakákon zajlottak három eszközzel. Vizsgáltuk a hőmérséklet, a nyomás és a relatív nedvesség profiljait éjszaka, valamint fluxusmennyiségeket, a látens-, szenzibilis- és talajhőáramot a teljes nap során.

## 2. A planetáris határréteg mérése és modellezése

### 2.1 A planetáris határréteg

A planetáris határréteg (PHR) a légkör alsó rétege, ahol a felszín hatása közvetlenül érezhető egy napnál rövidebb időskálán (GARRATT, 1992). A felszín termikus és mechanikus kényszerként fejt ki hatását. Momentumot, hőt, nedvességet és egyéb anyagokat szállítanak a mozgások a határrétegben. Legfontosabb tulajdonsága, hogy az áramlás nem lamináris, hanem turbulens. Így olyan bonyolult kormányzó egyenletek vannak, hogy egzakt megoldásuk nem kivitelezhető. Hatással van rá a napi felmelegedési ciklus és a szinoptikus helyzet, ezért szerkezete és vastagsága térben és időben erősen változó (RÁKÓCZI, 1988). Vastagsága néhány száz méterestől 3 kilométeres is lehet. Benne a rétegződés lehet stabil, labilis vagy neutrális attól függően, hogy a függőlegesen elmozduló levegőrészecske sűrűsége és hőmérséklete milyen viszonyban van a pillanatnyi környezetével. A planetáris határréteg két részre bontható, a felszínközeli rétegre és az Ekman-rétegre. Az Ekman-réteg a felszínközeli réteg tetejétől a szabad légkörig terjed, a határrétegnek körülbelül 90%-át adja. Változik benne a turbulens fluxus, a szélvektor elfordulása a magassággal logaritmikus spirálhoz hasonlít. Egyaránt áll a turbulencia, a szélnyírás és a felhők hatása alatt, a felszínközeli réteg és a szabad légkör közti átmeneti rétegek fogható fel. (RÁKÓCZI, 1988)

A PHR modellezésének egyik legfőbb problémája, hogy turbulens áramlásra az egyenletekben az ismeretlenek száma nagyobb, mint az egyenleteké. Ezért véges számú egyenlettel a turbulencia leírása nem zárt. A turbulens áramlás lezárási problémája különböző momentumokra különböző számú egyenlettel és ismeretlennel írható le, például az első momentumnál 3 egyenlet van 6 ismeretlennel, a másodikonál 6 egyenlet 10 ismeretlennel. A megoldásra egy megközelítés, hogy véges számú egyenletet használunk, majd becsüljük a fennmaradó ismeretleneket az ismert mennyiségekkel kifejezve. Ezeket a lezárási közelítéseket a legmagasabb rendű megtartott prognosztikus egyenletről nevezik el. Tehát egy elsőrendű lezárásnál az első egyenlet megtartott és a második momentumok közelítettek. Ugyanígy másodrendű lezárásnál az első kettő egyenlet megtartott és a közelítések a harmadik momentumokat tartalmazzák. Néhány lezárási feltevés az adott momentum kategóriában elérhető egyenleteknek csak egy részét használja fel. Például, ha az első momentum egyenletekkel néhány másik egyenletet együtt használunk a második momentumból, másfeles rendű lezárásnak hívjuk (STULL, 1988). Az általunk tesztelt parametrizációk elsőrendű, másodrendű vagy másfeles rendű lezárással rendelkeznek.

Két fő osztálya a turbulens lezárásoknak a lokális és a nemlokális lezárás. Lokális lezáráskor egy ismeretlen mennyiség bárhol a térben az ugyanabban a pontban lévő ismert mennyiségek értékeivel vagy gradienseivel van parametrizálva. Tehát azt feltételezi, hogy a turbulencia analóg a molekuláris diffúzióval. Ezt az osztályt mindenféle renddel használják egészen a harmadrendig. Nemlokális lezáráskor ellenben az egy pontbéli ismeretlen mennyiséget a tér sok pontjából vett ismert értékekkel parametrizálják. Ez azt feltételezi, hogy a turbulens örvények szuperponálódnak, melyek mindegyike energiát szállít az advekciónhoz hasonlóan. Leginkább csak első renddel használják együtt. Nulladrendű lezáráskor nem marad prognosztikus egyenlet, a fő mennyiségek közvetlenül az idő és tér függvényeként determinisztikusan vannak meghatározva. Így se nem lokális, se nem nemlokális, hiszen a turbulencia parametrizációját elkerüli (STULL, 1988).

Általában a lokális lezárási sémák turbulens kinetikus energia (TKE) számítást használnak, szemben a legtöbb nemlokális sémával, melyeknek a K-profil a jellemző komponense. A TKE számítást alkalmazó lokális sémák estén a prognosztikus egyenletek között megjelenik két új prognosztikus egyenlet. Nem neutrális rétegződés és egy dimenziós oszlopmodell esetén a turbulens kinetikus energia ( $TKE$ ) és disszipációs arány ( $\varepsilon$ ) prognosztikus egyenlete (SUKORIANSKY et al., 2005):

$$\frac{\partial TKE}{\partial t} = K_M \left[ \left( \frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 + \left( \frac{\partial V}{\partial z} \right)^2 \right] - \frac{g}{\theta_0} K_H \frac{\partial \theta}{\partial z} - \varepsilon + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_q \frac{\partial TKE}{\partial z} \right), \quad (1)$$

$$\frac{\partial \varepsilon}{\partial t} = \frac{\varepsilon}{TKE} \left\{ C_1 K_M \left[ \left( \frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 + \left( \frac{\partial V}{\partial z} \right)^2 \right] - C_3 \frac{g}{\theta_0} K_H \frac{\partial \theta}{\partial z} \right\} - C_2 \frac{\varepsilon^2}{TKE} + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_\varepsilon \frac{\partial \varepsilon}{\partial z} \right), \quad (2)$$

ahol  $U$  és  $V$  az átlagos horizontális szélkomponensek,  $\theta$  az átlagos potenciális hőmérséklet,  $K_M$  a turbulens viszkozitási együttható,  $K_H$  a turbulens diffúziós együttható,  $C_1$ ,  $C_2$  és  $C_3$  konstansok, értékeiket RODI (1980) határozta meg,  $g$  a gravitációs gyorsulás,  $t$  az idő,  $z$  a magasság. A  $TKE$  és a  $\varepsilon$  vertikális turbulens keveredési együtthatói  $K_q$  és  $K_\varepsilon$ , melyekre (RODI, 1980):

$$K_q = K_M / \sigma_q \quad \text{és} \quad K_\varepsilon = K_H / \sigma_\varepsilon, \quad (3)$$

ahol  $\sigma_q = 1,0$  és  $\sigma_\varepsilon = 1,3$ . Az (1) egyenlet jobb oldalán lévő tagok a nyírási tag, a felhajtóerő tag, a disszipációs tag és a turbulens kinetikus energia függőleges transzportja.

A másik jellemző számítási alap a nemlokális esetekben alkalmazott K-elmélet. Eszerint a diagnosztikus K diffúziós együttható értékét a szintén diagnosztikus Richardson szám határozza meg (ZHANG & ANTHES, 1982). A Richardson szám a turbulencia leírására

és a turbulens és nem turbulens áramlások elkülönítésére használható dimenzió nélküli mennyiség. A horizontális szélkomponenseket, a perturbációs szélkomponenseket, a nehézségi gyorsulást, a virtuális potenciális hőmérsékletet és a tengerszint feletti magasságot használja fel. A Richardson szám kritikus értéke alatt az áramlás turbulens. K-elmélet esetén a turbulens diffúziós egyenlet, ami a PBL (Planetary boundary layer – planetáris határréteg) sémát irányítja (HONG & PAN, 1996):

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K_C \left( \frac{\partial C}{\partial z} - \gamma_C \right) \right], \quad (4)$$

ahol  $C$  egy prognosztikus változó ( $u, v, \theta, q$ ),  $K_C$  a diffúziós együtthatója,  $\gamma_C$  pedig a lokális gradiens korrekciója. A  $K$  diffúziós együttható Richardson számtól való függése módszerenként különböző. Egy lehetőség a ZHANG & ANTHES (1982) által használt egyenlet:

$$K = K_0 + S_i (kl)^2 (R_{crit} - R) / R_{crit}, \quad (5)$$

ahol  $K_0 = 1 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$  állandó referenciaérték,  $S_i$  az adott magassági szint vertikális szélnyírása,  $k$  a Kármán állandó, állandónak választott  $l = 100 \text{ m}$  a turbulencia energiátárolását leíró hossz,  $R$  a Richardson szám,  $R_{crit} = 0,25$  pedig a kritikus Richardson szám. Amikor  $R > R_{crit}$  feltétel teljesül,  $K$  értékét  $K_0$ -nak határozzák meg.

A planetáris határréteg magasságának (PBLH – Planetary boundary layer height) operatív definíciója is két alapvető osztályba sorolható a különféle sémáknál (BANKS et al., 2016). Az első osztály a bulk Richardson szám segítségével számít planetáris határréteg magasságot egy előre meghatározott kezdeti szintről. A bulk Richardson szám a Richardson szám véges különbséges változata. A planetáris határréteg magasságát úgy határozhatjuk meg a segítségével, hogy magassági lépcsőnként haladunk felfelé és vizsgáljuk, hogy elérjük-e a kritikus  $R_{crit}$  értéket. A bulk Richardson szám:

$$R_B = \frac{\left(\frac{g}{T_v}\right) \Delta\theta_v \Delta z}{(\Delta U)^2 + (\Delta V)^2}, \quad (6)$$

ahol  $g$  a gravitációs gyorsulás,  $T_v$  az abszolút virtuális hőmérséklet,  $\Delta\theta_v$  a virtuális potenciális hőmérséklet különbség a  $\Delta z$  rétegvastagságban,  $\Delta U$  és  $\Delta V$  a horizontális szélkomponensek változásai ebben a rétegben (1 – AMS GLOSSARY). Ha a rétegvastagság egyre kisebb, a bulk Richardson szám közelíti a Richardson számot, ehhez a kritikus Richardson szám körülbelül  $R_{crit} = 0,25$ . Ha a Richardson szám alacsonyabb ennél, akkor dinamikus instabil és várhatóan turbulens marad. A planetáris határréteg-magasság

meghatározásának második osztálya, amikor azon a szinten állapítja meg a planetáris határreteg tetejét, ahol a turbulens kinetikus energia profil egy előre meghatározott küszöbértékig lecsökken (BANKS et al., 2016). Egyéb PBLH számítási módszerek a momentum fluxus-módszer, virtuális potenciális hőmérséklet gradiensen alapuló módszer és a részecskemódszer.

### *2.1.1 A felszínközeli réteg*

A felszínközeli réteg a planetáris határreteg legalsó része, ahol a turbulens fluxusok a nagyságuk kevesebb, mint 10%-ával változnak (STULL, 1988). Ez a teljes határreteg körülbelül 5–10%-a. Ebben a magasságban a meteorológiai állapotváltozók éles váltásokon esnek keresztül. Itt zajlik a legjelentősebb momentum-, hő- és nedvességcsere (ARYA, 1988). A felszínközeli réteg állapota meghatározza a szárazföld-légkör kölcsönhatásokat (JIMÉNEZ et al., 2012). A szélesség közel logaritmikusan nő a magassággal. Ez a legkevésbé ismert része a határretegnek, modellezésének és mérésének nehézségét az itt zajló mikroskálájú folyamatok, például a turbulencia okozzák.

A numerikus modellekben a felszínközeli réteg (SFC – Surface layer) sémák kezelik a hőfluxusokat, a nedvességet és a momentumokat a légkör alsó részében, a modellfelszíntől a határretegig. Sűrűlási sebességet számolnak és olyan együtthatókat állapítanak meg, amik lehetővé teszik a felületi hő és nedvesség fluxusok számítását a talajfelszín modellekben. Ezek a fluxusok biztosítják az alsó határfeltételeket a planetáris határreteg (PBL – Planetary boundary layer) sémákban zajló vertikális transzporthoz (BIANCO, 2008). Így bizonyos SFC és PBL sémák összekapcsolódnak. Ezt a kapcsolatot a modellfelszín és a PBL séma között a hasonlósági elmélet biztosítja (TONG et al., 2013). A felszínközeli, közel állandó fluxusú réteg hatásait dimenzió nélküli gradiens függvények, a hasonlósági függvények írják le. Ezek alakját hagyományosan kísérleti úton határozzák meg (TASTULA et al., 2015). Az SFC séma kölcsönhatásban van a sugárzási sémával is, ahogy a hosszú vagy rövidhullámú sugárzás emittálódik, elnyelődik vagy szóródik a föld felszínén, illetve megjelenik a csapadékkényszer a mikrofizikából és konvektív sémákból (BIANCO, 2008).

### *2.1.2 Az éjszakai határreteg*

Az éjszaka előrehaladtával a felszínnel érintkező légréteg gyakran stabil éjszakai határreteggé alakul. Napnyugta után a felszíni hosszuhullámú kisugárzás lesz meghatározó,

így hőmérsékleti inverzió alakul ki. Itt a diffúzió közvetlen kapcsolatban van a felszínnel, a felszíni eredetű nyomanyagok feldúsulnak. A szél keveri, mechanikai turbulencia dominál. Éjszaka a szél közvetlenül a talajfelszín fölött gyakran elcsendesedik, de legfeljebb néhány 100 méter magasan felerősödik akár 10–30 m/s sebességre. Ezt nevezzük alacsonyszintű jetnek a stabil határréteg tetején. A felső határa nem pontosan meghatározott, beleolvad a fölötte lévő átmeneti rétegbe. Napkelte után a besugárzás hatására feloszlik ez az inverzió (STULL, 1988).

## **2.2 Kampánymérések és alsó légköri modellezések**

A felszín közeli rétegben zajló folyamatok ismeretének bővítéséhez elengedhetetlen mérések sokaságát elvégezni és elemezni. Mivel ebben a rétegben kis skálájú folyamatok zajlanak, ezért a méréseknek is sűrűnek és gyakorinak kell lenniük a változások áttekintéséhez. A rétegben zajló háromdimenziós és kaotikus turbulencia időskálája a másodperc töredékétől az órásig változik (HOLTSLAG et al., 2013). A megfelelő tér- és időbeli felbontású mérés rendszeresen általában nem megvalósítható, erre leginkább mérési kampányok során van lehetőség. A PABLS'15 projekt egy ilyen nemzetközi együttműködésű mérési kampány volt 2015 nyarán a szegedi repülőtér területén (TORDAI, 2016). Három egyetem összefogásával valósult meg, az Eötvös Loránd Tudományegyetem (ELTE), a Hochschule Ostwestfalen-Lippe (OWL) és az Universitat de les Illes Balears – Palma de Mallorca (UIB) egyetemek munkatársai vettek részt a projektben. A kutatás fő céljai a planetáris határréteg fejlődésének nyomon követése különös tekintettel az átmenti időszakokra, felszín közeli profilmérések készítése, illetve energiamérleg-komponensek mérése a talajban és a felszínen (WEIDINGER et al., 2017). A PABLS'15 expedíció előzménye 2013 telén a PABLS'13 projekt volt (WEIDINGER et al., 2017; BOTTYÁN et al., 2015). Egy modell megfelelő validáció nélkül értelmezhetetlen. A mérési kampányok adnak lehetőséget a modellek széleskörű validációjához, a modellfejlesztéshez nélkülözhetetlenek. A mért hőáramok alapján mindkét kampány során 90% fölött volt a felszíni energiamérleg lezárása. Ennek köszönhetően alkalmasak a mérési adatsorok numerikus modellek kezdeti feltételének vagy validációjához. Szintén 2013-ban zajlott a SEEBREEZE13 mérési kampány Mallorca szigetén a PABLS-hoz hasonló nemzetközi összefogással (CUXART et al., 2014). Két helyszínen történő felszállásokkal detektálták a parti szelet nyugodt időjárási helyzetben 2013 szeptemberében. Megfigyelték, hogy a hőmérsékleti instabilitás délben megszakíthatja a parti szél napi menetét. Szintén Spanyolország területén 1998



szeptemberében a SABLES 98 projekt keretében a stabil határrétegben végeztek kísérleteket (CUXART et al., 2000). Egy 10 m és egy 100 m magas meteorológiai tornyon mértek, ezen kívül egy sodar és egy kikötött ballon is kiegészítette a méréseket. A fő cél a stabil határréteg tulajdonságainak tanulmányozása volt. A mérések során az alacsonyszintű jet minden stabil rétegződésű éjszakán kialakult 60–150 méter magasságban. A turbulencia túlnyomóan szakaszos volt, erősen korrelált a szélirány és szélsébség hirtelen változásaival a felszínközeli rétegben (CUXART et al., 2000).

Hasonló kutatási célú mérési kampányok során készültek mikrometeorológiai mérések például Svédországban (WEIDINGER et al., 1999), Lengyelországban (POGÁNY et al., 2012), illetve 2016 februárjában az Andokban (NAGY et al., 2016). Utóbbi mérések 5800 méter magasan, az Atacama-sivatagban, az Andok második legmagasabb hegyén, az Ojos del Salado vulkánon zajlottak. Itt tesztelték a műszereket magashegységi használatban, különböző meteorológiai állapotjelzőket és energiamérleg-komponenseket mértek (WEIDINGER et al., 2016). Az IZUMI (1971) által leírt 1968-as kansas-i mikrometeorológiai mérési kampány során a szenzibilis hő vertikális transzportját, szél és hőmérsékleti vertikális profilokat határoztak meg. Itt meghatározott paraméterek ma is használatban vannak különböző számításokhoz, például hasonlósági függvények előállításához (pl. JIMÉNEZ et al., 2012). Dél-Franciaországban összetett és heterogén terület felett zajlott a BLLAST mérési kampány 2011 nyarán (LOTHON et al., 2014). A kampány lehetőséget adott új mérési eszközök és technikák teszteléséhez is a planetáris határréteg széleskörű tanulmányozásán kívül. Nagy figyelmet fordítottak arra, hogy a turbulens kinetikus energia hogyan változik a délután folyamán szárazföld felett. A mérések alapján NILSSON et al. (2016) megállapította, hogy a felszínközeli turbulens kinetikus energia-termelés körülbelül felét a helyi felszínközeli disszipáció kompenzálja, így a fele marad elérhető transzportra. Stabil rétegződés esetén a felszínközeli turbulens kinetikus energia mérleg nem tud, de instabil rétegződés esetén tud információt adni a felszínközeli réteg fölötti helyzetről is (NILSSON et al., 2016). A kansas-i 1999 októberében készült CASES-99 adatbázis (POULOS et al., 2002) segítségével STEENEVELD et al. (2006) vizsgálta a határréteg modellezhetőségét. Megállapította, hogy a stabil határréteg meglévő ismereteivel kielégítően modellezhető a réteg vertikális szerkezete, a felszíni fluxusok és a hőmérséklet. Ehhez részletes csatolásra van szükség a légkör, illetve a talaj és vegetáció között, továbbá nagy felbontásra mind a légköri, mind a talajmodell esetében. STEENEVELD et al. (2006) 30 vertikális modellszintet használt a légkörben és 150 réteget a talajban. Ez a stabil éjszakákon a legfontosabb, mikor

domináns a hosszúhullámú kisugárzás miatti hűlés (STEENEVELD et al., 2006). Kelet-Antarktisz homogén fennsíkja fölött kétféle stabil határréteget különítettek el toronymérések segítségével (VIGNON et al., 2017). Az egyik típusban erős szél és folyamatos turbulencia volt, ezt exponenciális-hoz hasonló, konvex formájú vertikális hőmérsékleti profil jellemezte. A másik típusban gyenge szél és turbulencia, emellett nagyon erős hőmérsékleti inverzió állt fent. Ekkor a vertikális hőmérsékleti profil konvex-konkáv-konvex alakú volt (VIGNON et al., 2017).

A felszín közeli rétegben történő légköri változásokra nagy hatással van a felszín, fontos visszacsatolási mechanizmusok történnek. Három évtizednyi fejlesztés után az ezeket a kölcsönhatásokat leíró felszíni modellek széleskörű és nagyszámú kapcsolatot és visszacsatolást fejeznek ki a fizikai, biológiai és kémiai folyamatokban egyaránt (NIU et al., 2011; VIRÁG, 2016). A talajnedvesség erőteljes hatását számos tanulmány vizsgálta (pl. CHEN & DUDHIA, 2001). A potenciális evaporáció szerepét MAHRT & EK (1984) dolgozta ki a modellek számára a Penman-kapcsolat alapján (PENMAN, 1948). A talaj termodinamikájának vizsgálata során PAN & MAHRT (1987) alkotott meg egy felszínmodellt, melynek alapvető elemeit a WRF-ben ma is használnak. A WRF modell alkalmas arra, hogy érzékenységvizsgálatokat végezzünk vele és a különféle felszín-légkör kapcsolatok erősségét megállapítsuk. ÁCS et al. (2014) azt figyelte meg, hogy a planetáris határréteg magassága a WRF modellben hasonló mértékben függ a felszínborítottság változásától, mint a talaj változásától anticiklonális nyári napokon. HE et al. (2016) szintén WRF modellel két különböző talajtextúra adatbázis és két hidraulikus paraméter adatbázis segítségével megállapította, hogy a hervadáspontról szerepe a legfontosabb a hidraulikus paraméterek közül.

Az operatív modellekben stabil helyzetben túl erős a keveredés. Ez erősen hat a hőmérséklet, szél és a kapcsolódó változók napi menetére (HOLTSLAG et al., 2013). A kutatási modellek ezzel szemben valóság-hű stabil határréteg szerkezetet mutatnak (HOLTSLAG et al., 2013). Egy WRF modellel végzett planetáris határréteg sémákat összehasonlító kutatás eredményeként azt figyelték meg, hogy a szimulációk alulbecslik a hőmérsékletet és felülbecslik a nedvességet a felszínközeli rétegben (HU et al., 2010). Egyes sémákban az erősebb vertikális keveredés hatására erősebb volt a beszívás a határréteg tetején, ami melegítette és szárította a réteget. Így ezek a sémák adtak pontosabb előrejelzést.

Az általunk használt WRF 3.8 verziót 2016. áprilisban tették közzé. A 3.7-es verzióhoz képest számos fejlesztés közül kutatásunkra a planetáris határréteg sémákban, felszínközeli réteg sémákban és felszín-sémában történt javítások és hozzáadott opciók

vannak hatással. A Yonsei University és Shin–Hong sémákban lecsökkentették a háttérdiffúziót, az Asszimetrikus Konvektív Modell 2 sémában az inverz Monin–Obukhov hossz számítását pontosították, továbbá a Mellor–Yamada–Nakanishi–Niino sémákhoz új opciókat adtak hozzá, például keveredési hossz, illetve tömegfluxus opciót. A Noah multiparametrizációs felszínsémához két általunk is használt új opció lett hozzáadva, a dinamikus vegetáció és a felszíni ellenállás opció. A WRF 3.8 modell segítségével például ZEYAEYAN et al. (2017) tesztelt cumulus sémákat, planetáris határreteg sémákat és mikrofizika sémákat Iránban. A különböző fizikai parametrizációk teszteléséhez nagyszerű eszköz az egydimenziós, oszlopmodell változat. Oszlopmodellek összehasonlítását több tanulmány során is végezték. Megfigyelték, hogy bizonyos helyzetekben különböző oszlopmodellek teljesítenek jobban (GHAN et al., 2000), és az eredmény erősen függ a vertikális felbontástól (LENDERINK et al., 2004). A közelmúltban GHONIMA et al. (2017) vizsgálta a WRF oszlopmodell egyes planetáris határreteg sémáit. Stratocumulusos tetejű planetáris határreteg esetén alulbecsülték a sémák a beszívást a stratocumulusban és hűvösebb, nedvesebb planetáris határreteget adtak.

A stabil határreteg vizsgálatokor a réteg magasságának megállapítása nem könnyű feladat. A réteg mélységének mérések alapján történő pontos meghatározása elengedhetetlen annak felderítéséhez, hogy ez a mélység milyen paraméterektől függ (PICHUGINA & BANTA, 2010). A legtöbb használt definíció turbulencia alapú, vagyis az a réteg, ameddig a felszíni turbulencia kiterjed (LENSCHOW et al., 1988). Potenciális hőmérséklet, nedvesség vagy szél profilokat is használnak, de ezek csak a rétegben zajló turbulens keveredés hatását mutatják (PICHUGINA & BANTA, 2010). Szél alapján használt definíció az alacsonyszintű jet magassága vagy a szélnyírás minimuma (MELGAREJO & DEARDORFF, 1974). Mérési kampányok segítségével VICKERS & MAHRT (2004) a felhajtóerő és felszíni hőáramok vertikális profilját használta a stabil határreteg magasságának megállapításához. A bulk és gradiens Richardson számon alapuló definíciók mutatkoztak a legpontosabbnak (VICKERS & MAHRT, 2004). PICHUGINA & BANTA (2010) három tényezőjű meghatározást vizsgált: a szélprofilban a legalsó alacsony szintű jet maximum, ahol a nyírásprofil (első derivált) először keresztezi a nullát, illetve az első minimuma a görbületprofilnak (második derivált). A harmadik definíció bizonyult a legpontosabbnak.

## 3. Modellbeállítások

### 3.1 A WRF modell

A Weather Research and Forecasting (WRF) (SKAMAROCK et al., 2008) egy mezoskálájú, korlátos tartományú numerikus modell. A hidrotermodinamikai egyenletrendszer összenyomható légréteget feltételez és nemhidrosztatikus mozgásokat ír le, melyekhez az  $\eta$  vertikális koordináta-rendszert használják vertikális, az Arakawa C-rácsot pedig horizontális, térbeli diszkretizációként. Két dinamikai alrendszere van, az Advanced Research WRF (ARW), amit eredetileg kutatási és fejlesztési célokra fejlesztettek, illetve a Nonhydrostatic Mesoscale Model (NMM) operatív futtatásokhoz. Kutatásunk során az ARW alrendszert használtuk (7. fejezet). A háromdimenziós modellnek háromdimenziós kezdeti feltételekre van szüksége. A modell alsó peremén a szélesség nulla, tetején állandó nyomású felület van és a gravitációs hullámokat a felső ún. „szivacs” határfeltétel csillapítja. A modellfizikát különböző parametrizációs csoportok alkotják: a sugárzásátvitel, a felhőmikrofizika, a mélykonvekció, a planetáris határréteg és a felszín fizikája. A szabadon hozzáférhető forráskód miatt a WRF a leggyorsabban fejlődő előrejelző modell.

### 3.2 A WRF 3.8 oszlopmodell

A számítások nagyrészt a WRF 3.8 oszlopmodelljének (Single Column Model – SCM) segítségével készültek. Az oszlopmodell egy  $3 \times 3$  horizontális gridből álló mező periodikus oldalsó peremfeltételekkel. Csak a középső grid mutatja az eredményt, a környező gridek az advekciónál számításokhoz szükségesek, illetve a modell horizontális diszkretizációs megoldásának (Arakawa C-rács) megtartásához. Advekciónál csak kívülről érkezik explicit módon, a kezdeti- és peremfeltételektől függően, hiszen az oszlopmodellben nincsenek horizontális gradiensek, így azáltal nem keletkezhet benne advekciónál. Különböző modulok és scriptek tartoznak hozzá, melyek vezérik a nudging sémával készülő objektív analízist és az inicializációt (ANGEVINE, 2015).

A WRF modell nem egy kulcsrakész megoldás, nem egy általános parametrizációt használ az egyes fizikai folyamatok leírásához, hanem több parametrizáció közül választ enged. A modellezési feladat függvényében különböző sémák választhatók. A WRF SCM verziója pedig nagyszerű eszköz a különféle parametrizációs sémák teszteléséhez anélkül, hogy a légrétegek háromdimenziós dinamikája befolyásolná a számításokat (BAAS et al., 2010).

### 3.3 Felszínközeli réteg sémák a WRF modellben

A kutatás során használt SFC sémák nevei és a hozzájuk tartozó modellbeli beállítási kódok az **1. táblázatban** olvashatóak. A kapcsolódó PBL sémákról a későbbi fejezetekben írunk.

SFC kód	SFC séma
1	Módosított MM5 Monin–Obukhov séma
2	Monin–Obukhov (Janjić) séma
3	NCEP Global Forecast System (GFS) séma
4	QNSE felszínközeli réteg séma
5	Mellor–Yamada–Nakanishi–Niino séma
7	Pleim–Xiu séma
91	Régi MM5 séma

*1. táblázat: A használt felszínközeli réteg sémák*

#### 3.1.1 Régi MM5 séma (91)

A Régi MM5 sémát, vagyis az 5. generációs Pennsylvania State University–National Center for Atmospheric Research Mesoscale Model (MM5) (GRELL et al., 1994) sémáját ZHANG & ANTHES (1982) alkotta meg. A hozzá tartozó PBL séma stabil éjszakai és instabil nappali helyzetekben különböző modulokat használ a turbulens keveredés leírására. Éjszaka a K-elméletet használja, a nappali szabad konvekciós modell pedig a BLACKADAR (1976) féle becslést. A Monin–Obukhov hasonlósági elméleten alapszik (MONIN & OBUKHOV, 1954), ez egyike a hidro-termodinamikai egyenletrendszer elsőrendű lezárási hipotéziseinek. Mivel a felszínközeli réteg állandó fluxusúnak tekinthető, ezért az elmélet szerint jó feltételezés, hogy szerkezetét csak néhány paraméter határozza meg (RÁKÓCZI, 1988). A hasonlósági elmélet adja az átlagos szélesség profilt és a potenciális hőmérséklet profilt a felszínközeli rétegben a Monin–Obukhov stabilitási paraméter ( $z/L$ ) segítségével (JIMÉNEZ et al., 2012):

$$\frac{z}{L} = k \frac{g}{\theta_a} z \frac{\theta_*}{u_*^2}. \quad (7)$$

Itt  $z$  a magasságot jelöli,  $L$  pedig az Obukhov-hosszt, ami a rétegződés típusát és intenzitását adja meg. A jobb oldalon  $k=0,4$  a Kármán állandó,  $g$  a gravitációs gyorsulás,  $\theta_a$  a levegő potenciális hőmérséklete,  $\theta_*$  a hőmérsékleti skála és  $u_*$  a súrlódási sebesség. A Monin–Obukhov hasonlósági elmélet horizontálisan homogén turbulenciát feltételez és a

stabilitástól függő univerzális függvényeket használ  $(\phi_m(\xi), \phi_h(\eta))$  (RÁKÓCZI, 1988). Az ezekből integrálással előállított momentum és a hő hasonlósági függvénye (TONG et al., 2013):

$$\psi_m(\zeta) = \int_0^{\zeta/L} [1 - \phi_m(\xi)] \frac{d\xi}{\zeta}, \quad (8)$$

$$\psi_h(\eta) = \int_0^{\eta/L} [1 - \phi_h(\eta)] \frac{d\eta}{\eta}. \quad (9)$$

A séma paramétereit egy kansas-i mérési kampány során lettek meghatározva (IZUMI, 1971). Ezek az ún. Kansas-típusú hasonlósági függvények csak korlátozottan fedik le a légköri stabilitásokat (JIMÉNEZ et al., 2012).

### 3.1.2 Módosított MM5 Monin–Obukhov séma (1)

JIMÉNEZ et al. (2012) az MM5 séma továbbfejlesztésével határozta meg a Módosított MM5 Monin–Obukhov sémát. Négy főbb változtatást tettek az eredeti modellben:

1. Instabil légköri rendszerekre a hasonlósági függvényt FAIRALL et al. (1996) alapján határozták meg:

$$\psi_m = \frac{\psi_{Kh,m}\left(\frac{z}{L}\right) + \left(\frac{z}{L}\right)^2 \psi_{Ch,m}\left(\frac{z}{L}\right)}{1 + \left(\frac{z}{L}\right)^2}. \quad (10)$$

Az egyenlet egy Kansas-típusú felszíni réteg hasonlóság  $(\psi_{Kh,m})$  és egy tiszta konvekcióból származó hasonlóság  $(\psi_{Ch,m})$  hozzájárulásával definiál egy új hasonlósági függvényt.

2. Stabil légköri rendszerekre CHENG & BRUTSAERT (2005) hasonlósági függvényeit használták:

$$\psi_m = -a \ln \left\{ \frac{z}{L} + \left[ 1 + \left( \frac{z}{L} \right)^b \right]^{1/b} \right\}, \quad (11)$$

$$\psi_h = -c \ln \left\{ \frac{z}{L} + \left[ 1 + \left( \frac{z}{L} \right)^d \right]^{1/d} \right\}, \quad (12)$$

ahol  $a = 6,1$ ,  $b = 2,5$ ,  $c = 5,3$  és  $d = 1,1$ , amely paraméterek empirikusan lettek meghatározva. Neutrális rétegződéstől a nagyon stabil rétegződések teljes tartományában érvényes.

3. Az MM5 séma két instabil rendszer esetén fellépő korlátozását helyesbítették.
4. Az eredeti minimális súrlódási sebességet  $0,1 \text{ ms}^{-1}$ -ről  $0,001 \text{ ms}^{-1}$ -ra állították. Ilyen alacsony érték éjszaka következhet be.

### 3.1.3 Monin–Obukhov (Janjić) séma (2)

A JANJIĆ (2001) által megalkotott Monin–Obukhov (Janjić) séma szintén a Monin–Obukhov hasonlósági elméleten alapszik. A BELJAARS (1994) korrekció alkalmazásával kerültek el a szabad konvekció és az eltűnő szélesség esetén fellépő szingularitásokat. Ez biztosítja, hogy a súrlódási sebesség ( $u_*$ ) semmikor sem nulla. Felszínközeli léghőmérséklethez tartozó érdelességi magasságot a ZILITINKEVICH (1995) által javasolt viszkozus alréteg parametrizációval határozza meg. A parametrizáció a hőmérséklet és a nedvesség érdelességi magasságát ( $z_{0T}$ ) a momentum érdelességi magasságával ( $z_{0M}$ ) adja meg:

$$z_{0T} = z_{0M} \exp(-k c Re^{1/2}), \quad (13)$$

ahol  $c$  egy empirikus állandó,  $k$  a Kármán állandó,  $Re = z_{0M} \left( \frac{u_*}{\nu} \right)$  a Reynolds-szám és  $\nu$  a momentum molekuláris viszkozitása.

### 3.1.4 NCEP Global Forecast System (GFS) séma (3)

HONG & PAN (1996) sémája középtávú előrejelzésekhez használható leginkább (TONG et al., 2013). Ez az SFC séma csak a hozzá tartozó NCEP Global Forecast System PBL sémával (3-as PBL kód) használható. Benne a legalsó modellréteg a felszín. A séma a Monin–Obukhov hasonlósági elméletet alkalmazza. A bulk szállítási együtthatók meghatározása után bulk aerodinamikai egyenletet használ a fluxusok kiszámítására.

### 3.1.5 QNSE felszínközeli réteg séma (4)

SUKORIANSKY et al. (2005) foglalkozott a Quasi-Normal Scale Elimination (QNSE) felszínközeli réteg sémával. Szintén Monin–Obukhov hasonlósági elméletre épül. A séma először a légkör dinamikai és termikus állapotát leíró egyenletekkel kezd, majd a fluktuáló turbulens skálákat eliminálja ensemble-átlagolással. Így a modell nem lesz érzékeny a kis skálájú folyamatokra. A QNSE egy spektrális elmélet (TASTULA et al., 2015). A QNSE SFC és PBL sémapár extrém hideg, nagyon stabil légkör esetén jól teljesített (TONG et al., 2013). A sémapár alapjait, a turbulens kinetikus energiát és disszipációs arányt hozzáadott prognosztikus egyenletekből kapja meg.

### 3.1.6 Mellor–Yamada–Nakanishi–Niino séma (5)

A Monin–Obukhov hasonlósági elméleten alapuló Mellor–Yamada–Nakanishi–Niino SFC séma (NAKANISHI, 2001) a felszíni energia-egyensúly egyenletből kapott talajhőáramból állítja elő a talajfelszín hőmérsékletét. A talajfelszín specifikus nedvességét 0,6 evaporációs aránnyal becsüli. NAKANISHI & NIINO (2004) fejlesztett ki hozzá egy részleges kondenzációs sémát, amivel a csapadék-előrejelzés javult. Szintén a Monin–Obukhov elméleten alapszik a séma. Az örvény karakterisztikus méretének diagnosztikus egyenlete három tényezőtől áll:

$$\frac{1}{L} = \frac{1}{L_S} + \frac{1}{L_T} + \frac{1}{L_B}, \quad (14)$$

ahol  $L_S$  a felszíni rétegben lévő,  $L_T$  a planetáris határréteg turbulens szerkezetétől függő és  $L_B$  a felhajtó erő által meghatározott karakterisztikus méter.

### 3.1.7 Pleim–Xiu séma (7)

A PLEIM (2006) SFC sémáját az MM5 használta az Aszimmetrikus Konvektív Modell 2 PBL sémával (7-es PBL kód) (PLEIM, 2007) együtt. A Monin–Obukhov stabilitási paramétert stabil rétegződés esetén az MM5 modell által régóta használt BLACKADAR (1976)-féle becsléssel adja meg:

$$\frac{z}{L} = \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \frac{R_B}{1-R_B/R_{crit}}, \quad (15)$$

ahol  $z_0$  az aerodinamikai érdességi magasság,  $R_B$  a bulk Richardson szám,  $R_{crit} = 0,25$  a kritikus Richardson szám. Instabil esetben az  $R_B$  lineáris függvényével ad becslést  $z/L$  -re:

$$\frac{z}{L} = \left[ a \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - b \right] R_B, \quad (16)$$

ahol  $a$  és  $b$  konstansok. A sémapár főleg hosszú, hetes, hónapos időtartamra használható jól, ahol az adatasszimiláció a talajnedvesség trendet és a vegetációs trendet valóságghűen követi (GILLIAM et al., 2007).



### 3.4 Planetáris határreteg sémák a WRF modellben

A modellhez a **2. táblázatban** bemutatott planetáris határreteg sémákat (PBL – Planetary boundary layer scheme) használtuk fel. A táblázatban minden sémához olvasható a turbulens lezárás rendje, illetve, hogy lokális vagy nemlokális osztályba sorolható-e a lezárás. Ezen kívül megtalálható, hogy K-profil alapján vagy turbulens kinetikus energia (TKE) alapján számol. A TKE prognosztikus változójú sémák általában a TKE-t használják a planetáris határreteg magasságának (PBLH) meghatározása is. Az egyes sémákban ezen kívül még az ismertetett bulk Richardson szám ( $Ri_b$ ) vagy a részecskemódszer (rm) segítségével történik a PBLH megállapítása. A részecskemódszer alapján a planetáris határreteg teteje ott van, ahol a magasban a virtuális potenciális hőmérséklet megegyezik a felszíni értékkel.

A szakirodalomban a leggyakrabban használt beállítás a Yonsei University séma (1-es kód) (HONG et al., 2006). WANG et al. (2016) különböző sémák összehasonlítását végezte. Megfigyelte, hogy a momentum és hő eddy-diffúziós együtthatóinak maximális értéke a planetáris határreteg fejlődése során nő. Ez minden sémánál így történik, de a mértékében nagy a különbség az egyes sémák között. A planetáris határreteg magasságának megállapítására vonatkozóan BREUER et al. (2014) WRF oszlopmodellel tesztelt PBL sémákat.

PBL kód	PBL séma	Lezárás rendje és osztálya	Számolás alapja	PBLH definíció
1	Yonsei University séma	1,0 nemlokális	K-profil	$Ri_b$
2	Mellor–Yamada–Janjic séma	1,5 lokális	TKE	TKE
3	NCEP Global Forecast System (GFS) séma	1,0 nemlokális	K-profil	$Ri_b$
4	Eddy-diffúziós tömegfluxus QNSE séma	1,5 lokális	TKE	TKE
5	2,5 szintű Mellor–Yamada–Nakanishi–Niino séma	1,5 lokális	TKE	TKE
6	3 szintű Mellor–Yamada–Nakanishi–Niino séma	2,0 lokális	TKE	TKE
7	Asszimmetrikus Konvektív Modell 2 séma	1,0 lokális/nemlokális	K-profil	$Ri_b$
8	Bougeault–Lacarrere séma	1,5 lokális	TKE	rm
9	University of Washington séma	1,5 lokális	TKE	$Ri_b$
11	Shin–Hong „scale-aware” séma	1,0 nemlokális	K-profil	$Ri_b$
12	Grenier–Bretherton–McCaa séma	1,5 lokális	TKE	$Ri_b$

**2. táblázat:** A használt planetáris határreteg sémák és általános működési elvük (TKE – turbulens kinetikus energia,  $Ri_b$  – bulk Richardson szám, rm – részecskemódszer)

### 3.5 Az oszlopmodell numerikus szimulációi

Lefuttattuk az oszlopmodellt a megfelelő időszakra az összes beállítható planetáris határréteg és felszínközeli réteg séma kombinációval. Ebből összesen 26 volt, melyek felsorolása a **3. táblázatban** látható. A modellrács 100 m-es horizontális felbontású, 61 magassági szintet és 30 mp-es időlépcsőt használ. A 61 magassági szintből 28 a modell légkör alsó közel 300 méteres rétegében található, hogy a modellszimulációk magassága minél inkább illeszkedjen a mérésekhez, illetve a stabil, kis vertikális kiterjedésű éjszakai határréteg tulajdonságait pontosabban tudjuk modellezni. Kimeneti adatokat 10 percenként állított elő. Kétféle kezdeti értékkel is lefuttattuk a modellt, rádiószondás felszállás során mért és Global Forecast System (GFS)-ből vett adatokat is felhasználtunk mind a 26 féle PBL/SFC beállításhoz. A kezdeti talajnedvesség és talajhőmérséklet értékeket minden esetben a helyszíni mérésekből határoztuk meg. A vizsgált időszak meteorológiai változóit július 14. 00 UTC-kor és 12 UTC-kor indult modellfutásokkal és július 16. 00 UTC-kor és 12 UTC-kor indult modellfutásokkal is előállítottuk. A szimulációk hossza 48 óra volt, ebből csak a mérések idejére vonatkozó időtartamokat használtuk fel. A modell által használt felszínséma a Noah nevet viseli (National Centers for Environmental Prediction, Oregon State University, Air Force, Hydrologic Research Lab). PAN & MAHRT (1987) fejlesztette ki, jelenlegi verziójának jelentős része megegyezik CHEN & DUDHIA (2001) modelljével.

PBL/SFC							
<b>1.</b>	1/1	<b>8.</b>	5/5	<b>15.</b>	7/7	<b>22.</b>	9/91
<b>2.</b>	1/91	<b>9.</b>	5/91	<b>16.</b>	7/91	<b>23.</b>	11/1
<b>3.</b>	2/2	<b>10.</b>	6/1	<b>17.</b>	8/1	<b>24.</b>	11/91
<b>4.</b>	3/3	<b>11.</b>	6/2	<b>18.</b>	8/2	<b>25.</b>	12/1
<b>5.</b>	4/4	<b>12.</b>	6/5	<b>19.</b>	8/91	<b>26.</b>	12/91
<b>6.</b>	5/1	<b>13.</b>	6/91	<b>20.</b>	9/1		
<b>7.</b>	5/2	<b>14.</b>	7/1	<b>21.</b>	9/2		

**3. táblázat:** A használt planetáris határréteg (PBL) és felszínközeli réteg séma (SFC) beállítások kódjainak kombinációi

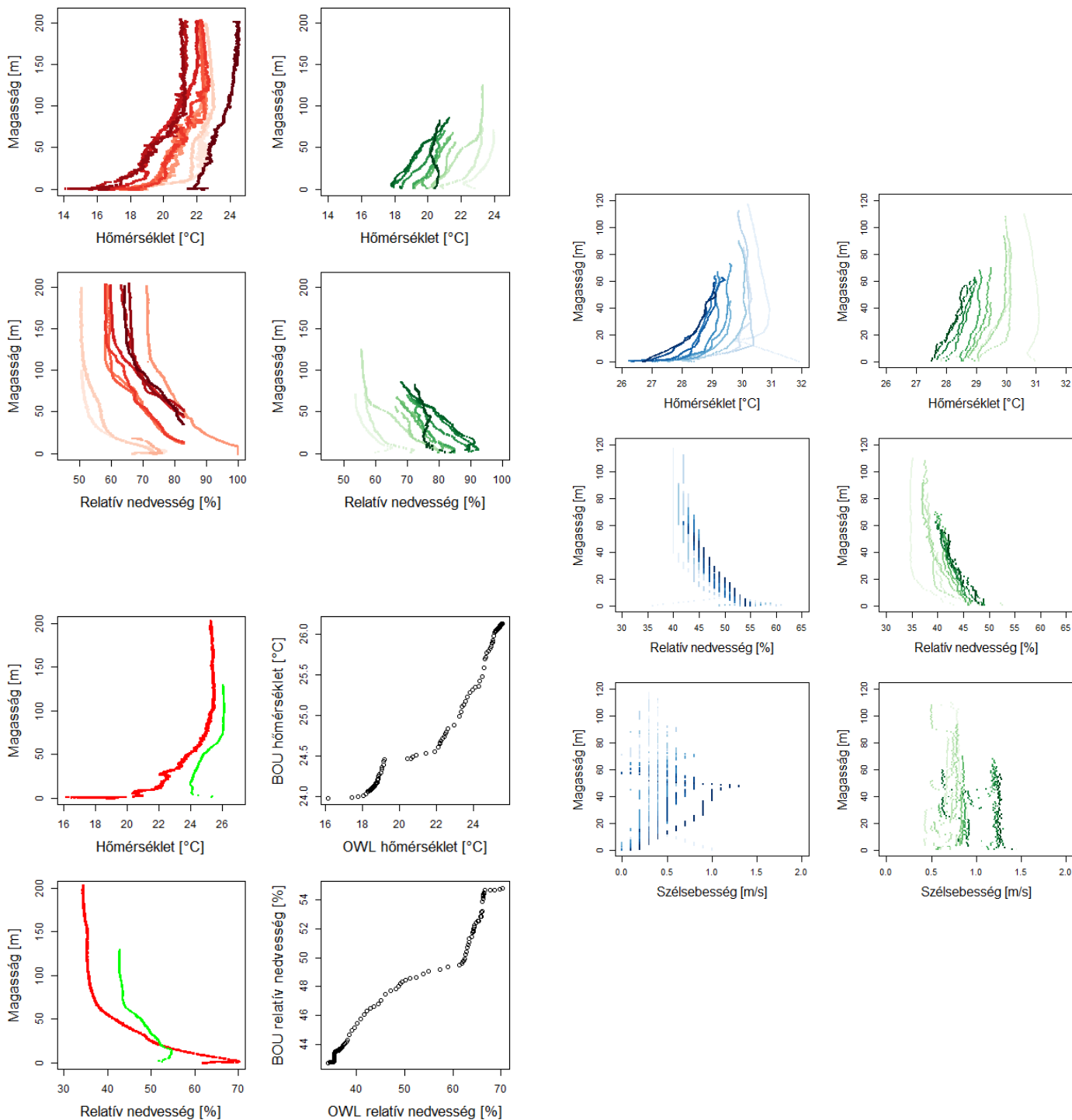
A megfelelő szimulációk elkészülte után a modell által létrehozott netcdf fájlkból Fortran nyelvű program segítségével kinyertem és az alkalmas mértékegységre átszámítottam a szükséges, szondák által mért meteorológiai állapotváltozók értékeit. A felhasznált állapotváltozók a hőmérséklet, a nyomás, a relatív nedvesség, a szélesség és a szélirány. Ezeket lineárisan interpoláltam a mérésekkel közös magassági szintekre. A hőmérséklet és a nyomás segítségével potenciális hőmérsékletet is előállítottam, mely a légköri stabilitás indikátora.

## 4. Adatok

### 4.1 Mérések a PABLS'15 során

A validáláshoz felhasznált adatok a PABLS'15 kutatási projekt keretében készültek a szegedi reptér mellett, kvadrokopteres és kötött ballonos szondás felszállásokkal (TORDAI, 2016). A felszínközeli réteg profil mérések 2015. július 11. és 17. közötti éjszakákon zajlottak három különböző eszközzel. Az Eötvös Loránd Tudományegyetem (ELTE) multikoptere 2015. július 16-áról 17-ére virradó éjszaka végzett méréseket. Összesen 21 ELTE felszállás adatsorát használtam fel. A mérések a felszínről, körülbelül 87 méter tengerszint feletti magasságról indulva körülbelül 150 méter tengerszint feletti magasságig készültek és közel 50 centiméterenként regisztrálták a légköri állapotathatózókat. Felhasználtam a hőmérséklet, nyomás, relatív nedvesség, szélsébség és szélirány adatsorokat. A Hochschule Ostwestfalen-Lippe (OWL) multikoptere július 14–15. és 15–16. közötti éjszakákon működött, az első napon 20, a második napon 24 adatsor készült. Az OWL felszállások során a hőmérséklet és relatív nedvesség mérése történt. A legtöbb esetben a felszíntől vett 200 méteres magasságig mért. A mérések centimétereknél is gyakrabban állnak rendelkezésünkre. Az OWL és az Universitat de les Illes Balears – Palma de Mallorca (UIB) közös szondájával (BOU – Balloon sonde OWL-UIB) kötött ballonos szondázások zajlottak július 10–11., 14–15., 15–16. és 16–17. közötti éjszakákon. Az első napon 3 mérés készült, de ezeket nem használtuk fel jelen tanulmányban. A második mérési napon 18, a harmadikon 1, a negyediken 11 alsólégköri szondázás zajlott a BOU szondával. A mérésekből felhasznált meteorológiai állapotathatózókat a hőmérséklet, a relatív nedvesség és a szélsébség. A felszíntől vett elemelkedése változó, körülbelül 60–120 méteres. Az adatsor 1 méterenként átlagolt értékeket tartalmaz.

Az **1. ábrán** a közel egy időpontban történt mérési adatsorok láthatók. A 14–15-ei éjszakán 11 egyszerre készült OWL (piros) és BOU (zöld) felszállás történt, ezek láthatók a bal felső ábrán. A két összehasonlított állapotathatózó a hőmérséklet és a relatív nedvesség. A következő éjszakán csak egy BOU szondázás történt, ez az ehhez időben legközelebbi OWL méréssel lett összehasonlítva a bal alsó ábrán. Szintén hőmérséklet és relatív nedvesség adatokat vizsgáltam, ezek Q-Q plotjai láthatók a profilok mellett. A jobb oldali ábrán a 16–17-ei mérési adatsorok közül az a 11 darab ELTE (kék) és 11 darab BOU (zöld) adatsor látható, melyek egy időpontban zajlottak. A kétféle adatsor hőmérséklet, a relatív nedvesség és a szélsébség profilját mutatja az ábra.



**1. ábra:** Bal fent: a július 14–15-ére vonatkozó OWL (piros) és BOU (zöld) adatsorok profiljai; bal lent: a 15–16-ai OWL (piros) és BOU (zöld) adatsorok profiljai és Q-Q plotjai; jobbra: a 16–17-ei ELTE (kék) és BOU (zöld) adatsorok profiljai. A színárnyalatok világostól sötétig különböző időpontokban végzett méréseket mutatják napnyugtától hajnalig.

Napi menetek előállításához felhasznált adatok szintén a PABLS'15 mérési kampány során készültek. A két méteren mért hőmérséklet és relatív nedvesség, illetve a talajhőáram percenként áll rendelkezésünkre. Ezekből 10 perces átlagokat állítottam elő, hogy a mérési ingadozásokat kisimítsam. A sűrűlási sebesség, a látens hőáram és a szenzibilis hőáram félórás adataiból interpolálással nyertem 10 perces értékeket, hogy a modell 10 percenkénti kimeneti adataival könnyen elvégezhető legyen az összehasonlítás.

## **4.2 Időjárási helyzet**

A július 14–17. napokban országos kánikula volt, elszórtan záporokkal. Július 14-e reggelig átvonult egy frontfelhőzet kevés csapadékkal, ezután anticiklon helyezkedett el a Kárpát-medence fölött. Egyre melegebb és szárazabb levegő volt jellemző. Szegeden nem mértek csapadékot. A napsütéses órák száma 10 fölött volt minden nap, 2–3 okta felhőzettel. A maximumhőmérséklet 27 és 34 °C között, a minimumhőmérséklet 15 és 19 °C között alakult ezekben a napokban. A szél jellemzően gyenge volt, eleinte nyugatias, majd 17-én délkeleti irányú. Az uralkodó nagytérségű anticiklon miatt kitűnő időjárási helyzet volt az éjszakai határréteg vizsgálatához.

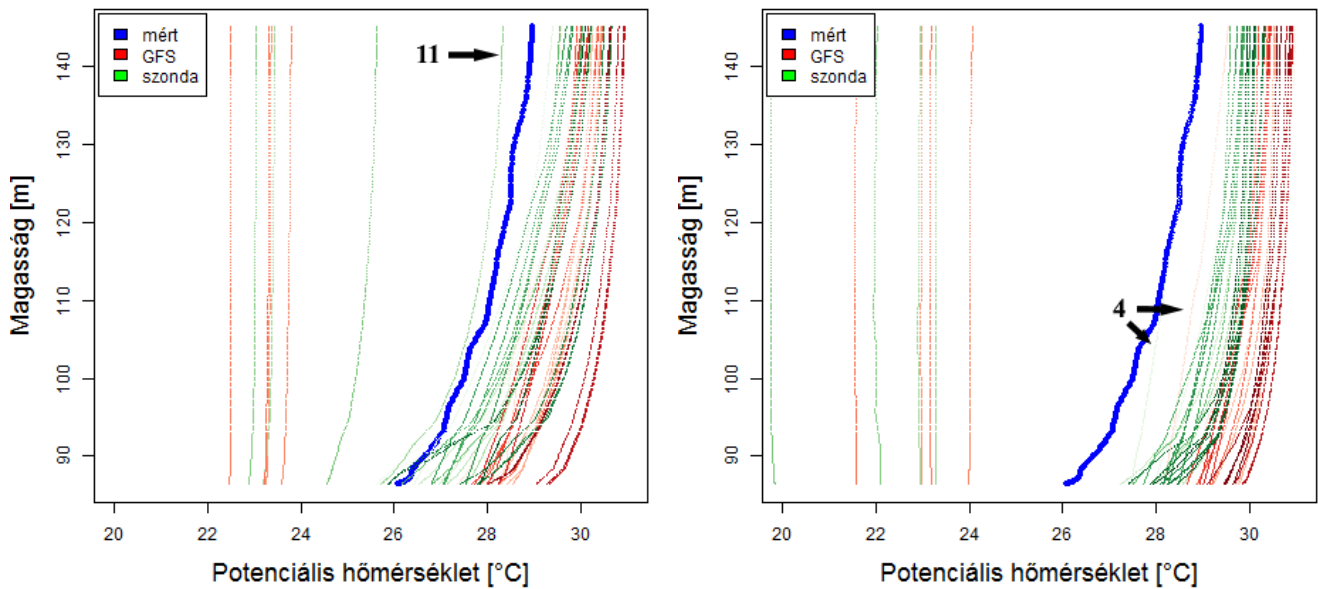
## **4.3 A GFS modell**

A modell számára a futtatáshoz különböző légköri adatok kellenek kezdeti feltételként. Szükség van magasság, potenciális hőmérséklet, keverési arány, szélirány és szélsébség profil, továbbá felszíni hőmérséklet és légnyomás adatokra. Az általunk kezdeti feltételként használt GFS adatok fél fokos GFS analízisekből lettek kinyerve. Ezeket az adatokat a WRF előfeldolgozó rendszere, a WRF Preprocessing System (WPS) interpolálta. Az előfeldolgozóban egy 1 km-es felbontású domain lett megadva a mérések területére és erre végezte a GFS adatok horizontális interpolálását. Vertikálisan mind a 26 rendelkezésre álló nyomási szint adatait felhasználtuk interpoláció nélkül. A felszíni hőmérséklet, a talajhőmérséklet és a talajnedvesség a GFS-től függetlenül, a mérésekből lett megadva. Ennek oka, hogy a mért és a GFS-beli talajnedvesség között  $0,2 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$  különbség volt, ami már a talajhőmérsékletet is jelentősen befolyásolja.

## 5. Validáció

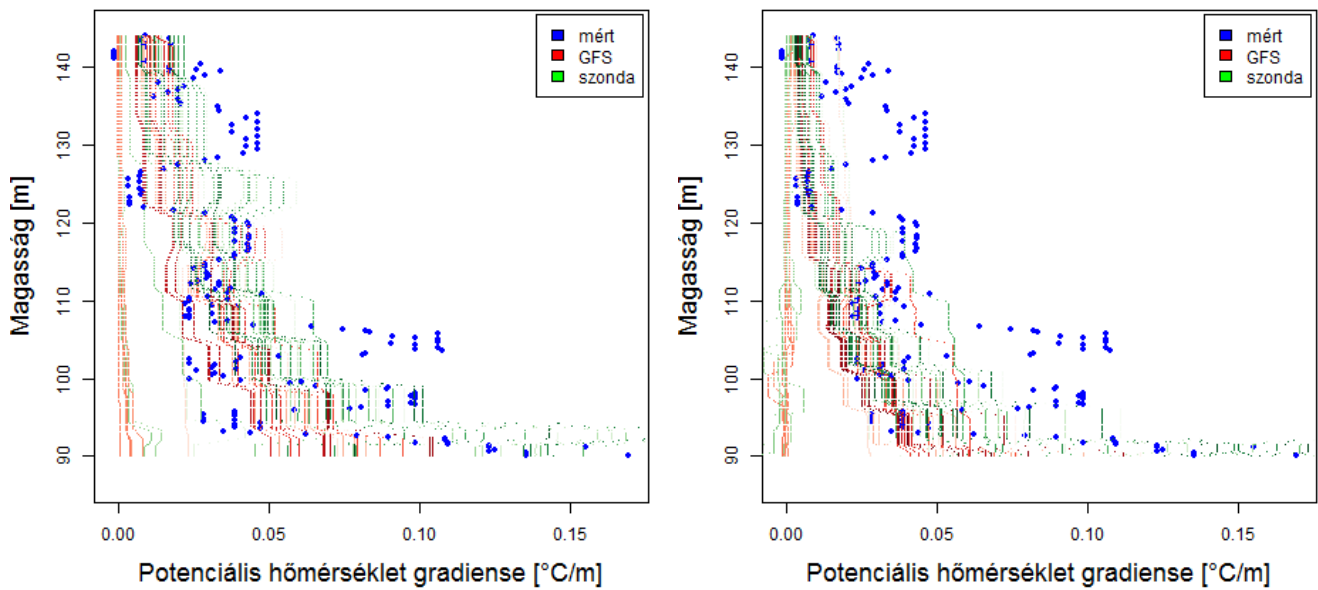
### 5.1 Július 16–17. – vertikális profilok

Az oszlopmodell különböző PBL és SFC sémáinak validációját a mért és modellezett vertikális profilok összehasonlításával kezdtem. Az egységes mértékegységre számított és lineáris interpolálással közös magassági szintekre hozott modelleredmények és mérési adatsorok statisztikai vizsgálatát R programmal és programcsomagokkal végeztem. Egy vertikális profil ábra egy meteorológiai paraméter mért és modellezett értékeit mutatja egy mérési időpontban vagy a július 16. 00 UTC-s, vagy a 12 UTC-s modellfutás alapján. Egyszerre látható minden beállítással, tehát összesen 26 kombinációval számított érték erre az időpontra, piros színnel a GFS adatokból, zöld színnel a rádiószonda által mért adatokból származó kezdeti értékkel készült modelleredmények. Vastag kék színnel a mérést jelöltem. Az ELTE vertikális méréseit használtam fel a július 16–17-ei szimulációk validálásához. Esettanulmányunkhoz a 19:20-as időponthoz tartozó egyes ábrákat mutatjuk meg szemléltetés céljából (**2. ábra**). Az 5-ös, QNSE PBL sémához tartozó SFC beállítások nem futottak le, így a profilokon és a diagramokon nem látható. Az 5-ös beállításhoz hasonlóan hibába ütközött és nem futott le a 12-es PBL sémához tartozó 25-ös és 26-os beállítás sem 00 UTC-kor indítva. Közülük a 25-ös beállítás rádiószondás felszállás során mért kezdeti értékkel indított modellfutása adott csak eredményt. Kiugró értékeket mutat a 6-os PBL sémához tartozó négy beállítás (10, 11, 12, 13). Ezek a hőmérséklet és a relatív nedvesség tekintetében a többi beállításhoz képest sokkal rosszabbul teljesítenek. A relatív nedvességet 100%-nak veszik a teljes időtartam alatt, a hőmérsékletben pedig 2–10 °C-kal hidegebbet mutatnak, mint a többi beállítás, illetve a mérés. Ezzel bár néhány esetben értékeiben kisebb eltérést, de közel állandó értéket adnak. Viszont a 00 UTC-s futásban „szonda” kezdeti értékekkel a többi 6-os PBL sémához tartozó beállítástól eltérően a 11-es beállítás kiemelkedően jól teljesít és a valósághoz hű vertikális profilt és pontos értékeket mutat. Ez a **2. ábra** bal oldalán látható 00 UTC-s potenciális hőmérséklet profilon látható. A különbséget az okozza, hogy a 10, 12, 13 beállítások felhőt és csapadékot adnak a vizsgált éjszakára. Az ettől jóval alacsonyabb hőmérsékletet mutató és közel állandó görbék a másik három 6-os PBL-hez tartozó beállítás (10, 12, 13) értékei. A jobb oldali ábrán a legpontosabb, halvány zöld és piros görbék a 3-as PBL-hez tartozó 4-es beállítás görbéi.



**2. ábra:** A 19:20 időpont mérésből és a 00 UTC-s (balra) és 12 UTC-s (jobbra) modellfutásból előállított potenciális hőmérséklet értékei a felszínközeli rétegben

Figyelembe véve, hogy a kapott potenciális hőmérséklet jelentősen függ a helyes inicializációtól, ezért a vertikális gradiensét is meghatároztam, mely inkább utal a parametrizációk fizikai működésére. A potenciális hőmérséklet vertikális gradiensének 19:20 UTC időponthoz tartozó két profilja a **3. ábrán** látható. Ezen megfigyelhető, hogy bár a modellezett potenciális hőmérséklet egyes beállításokra akár több Celsius fokos tévedést mutat, a görbék menete hasonlít a mérési görbe menetéhez.

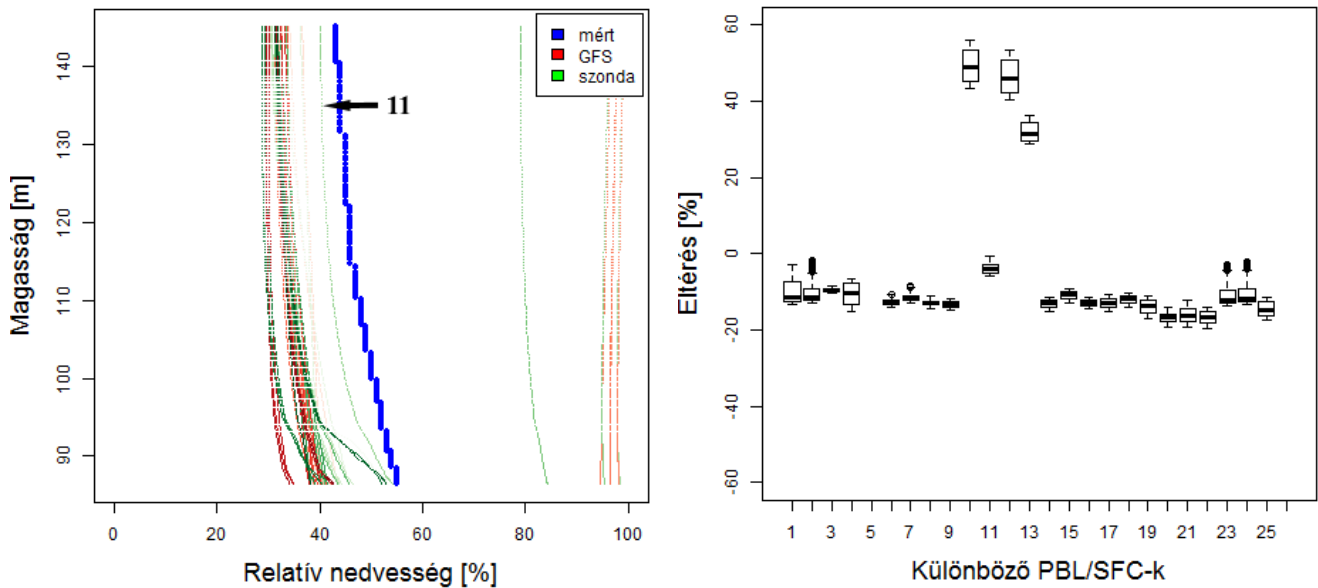


**3. ábra:** A 19:20 időpont mérésből és a 00 UTC-s (balra) és 12 UTC-s (jobbra) modellfutásból előállított potenciális hőmérséklet gradiensei a felszínközeli rétegben

A potenciális hőmérsékletnél megfigyelhető, hogy az éjszaka elején pontosabban, majd az idő előrehaladtával egyre kevésbé pontosan becsülnek a modellek. Az utolsó időpontokban már több, mint 5 °C-os eltérések tapasztalhatók a méréshez képest. Többnyire a „GFS” értékek 1–2 °C-kal magasabb értékeket adnak, mint a „szonda” értékek, így a „szonda” becslése pontosabb. A 6-os PBL séma beállításai közel állandó értéket adnak, így gradiensük nem hasonlít a mérés gradienséhez, 0 °C/m körüli. A 6-os PBL sémán kívül a 9-es PBL séma a legkevésbé pontos (20, 21, 22 beállítások). A 3-as és a 4-es beállítások viszonylag jól teljesítenek. A modellezett potenciális hőmérsékletek gradiense eleinte nagyon hasonló a mérthez, majd az időpontok második felében, 20 UTC után már kevésbé. Az éjszakai néhány méteres, gyenge inverziót egyik beállítás sem adja vissza, az inverzió lényegesen magasabban, 500–600 méteren található a szimulációkban.

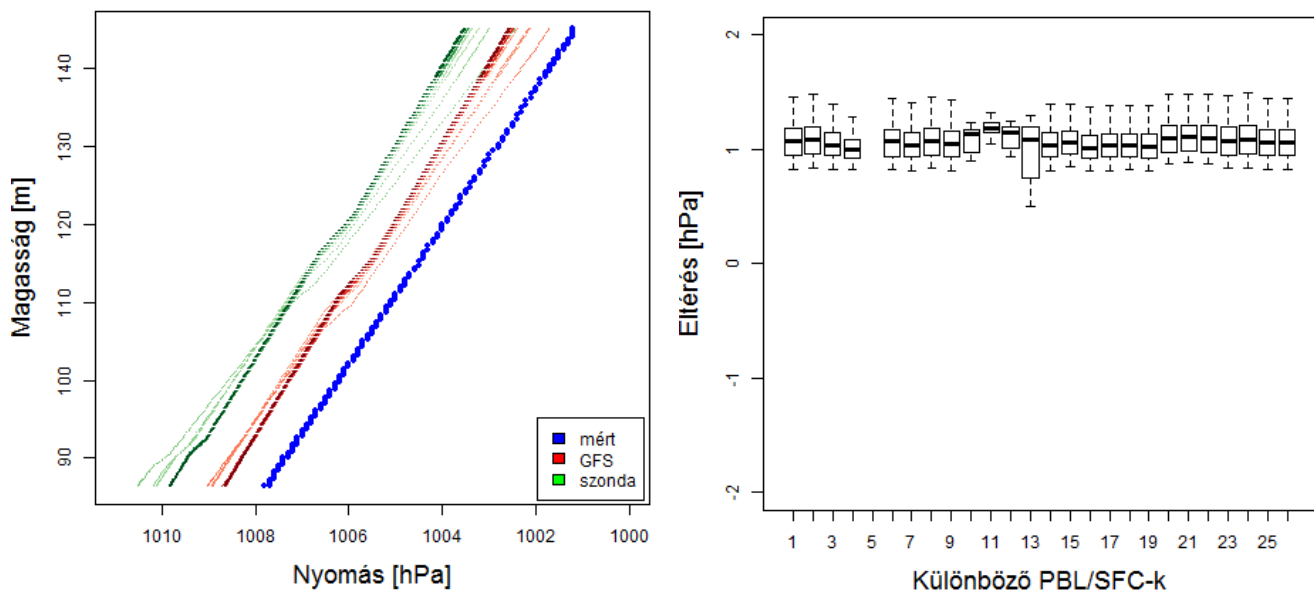
A 16–17-ei éjszakára a relatív nedvességre általánosan elmondható, hogy a modellek alulbecsülnek. A 00 UTC-s esetben nagyobb szórást mutatnak egymáshoz képest a görbék, a mértnél mind kisebb légnedvességet feltételezve. Egyedül a már említett 6-os PBL-hez tartozó beállítások adnak irreálisan magas relatív nedvesség értékeket. A legtöbb beállítás stabilan 15–20%-kal becsüli alul a méréseket. Relatív nedvességre a 4-es, GFS sémapárhoz tartozó beállítás adja a legkisebb hibát. Ez a beállítás a többi beállításnál magasabb relatív nedvességet mutat, ezzel pontosabb minden más beállításnál. A 3-as beállítás is kiemelkedően stabil és pontos eredményeket ad. Az állapothatározó gradiensét tekintve ezt nem lehet megállapítani. Gradiensükben a modellek bár nagy szórással, de átlagosan mind kicsi eltérést mutatnak. A modelleredmények relatív nedvesség gradiense a felszínhez közel kevésbé, majd a magasabb rétegben pontosabban közelíti a mérés gradiensét. A **4. ábrán** látható példa esetében a mért relatív nedvességet legpontosabban a 11-es beállítás becsüli. Ez a beállítás viszont csak néhány esetben mutat ilyen szép egyezést, a 4-es és a 3-as beállítás sokkal biztosabban teljesít. A jobb oldali ábrán az eltérések láthatók. Megfigyelhető a stabil, kis szórással rendelkező alulbecslés.





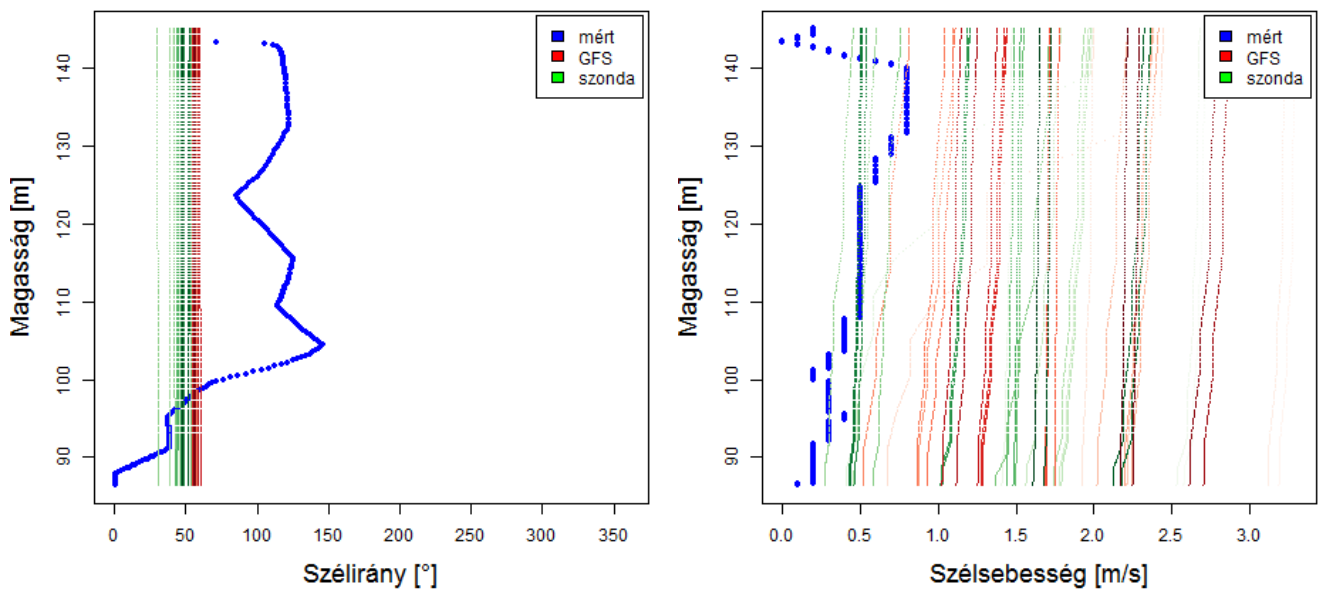
**4. ábra:** A 19:20 időpont mérésből és a 00 UTC-s modellfutásból vett relatív nedvesség változása a felszínközeli rétegben (balra) és a szonda adatokból indított értékek hibái boxplot diagramon (jobbra)

A nyomásnál látható, hogy a szonda adatokból indított eredmények mutatják a legmagasabb értékeket, a GFS adatokból indítottak alacsonyabbat, de még mindig magasabbat, mint a mérés (**5. ábra**). Az időpontok második felében viszont a GFS-görbék egyre pontosabbak, a 12 UTC-s futások eredményei a teljes alsó 150 méteres légrétegben pontos egyezést adnak a méréssel. A boxplotok segítségével megfigyeltük, hogy a 00 UTC-s futásokban nagyobb az eltérések szórása, bár átlagukat tekintve a 12 UTC-s futásokhoz hasonlóan kicsi az eltérés. Ez a vertikális profilokon abban nyilvánul meg, hogy a 00 UTC-s futások a felszínhez közel pontosabbak, a magasban viszont a mértnél körülbelül 2 hPa-lal magasabb értéket adnak. Ellenben a 12 UTC-s futások az **5. ábra** bal oldalán látható módon a méréshez hasonló gradienssel rendelkeznek. Az **5. ábra** jobb oldalán a kis szórású 12 UTC-s „GFS” hibaértékek láthatók. A 4-es beállítás változik a legkevesebbet a 00 UTC-kor és a 12 UTC-kor indított futások között, a többi beállításnál jobban megfigyelhető a modellfutás kezdeti időpontjától való függőség. A 6-os PBL sémához tartozó 10, 11, 12, 13 beállítások a legpontatlanabbak.

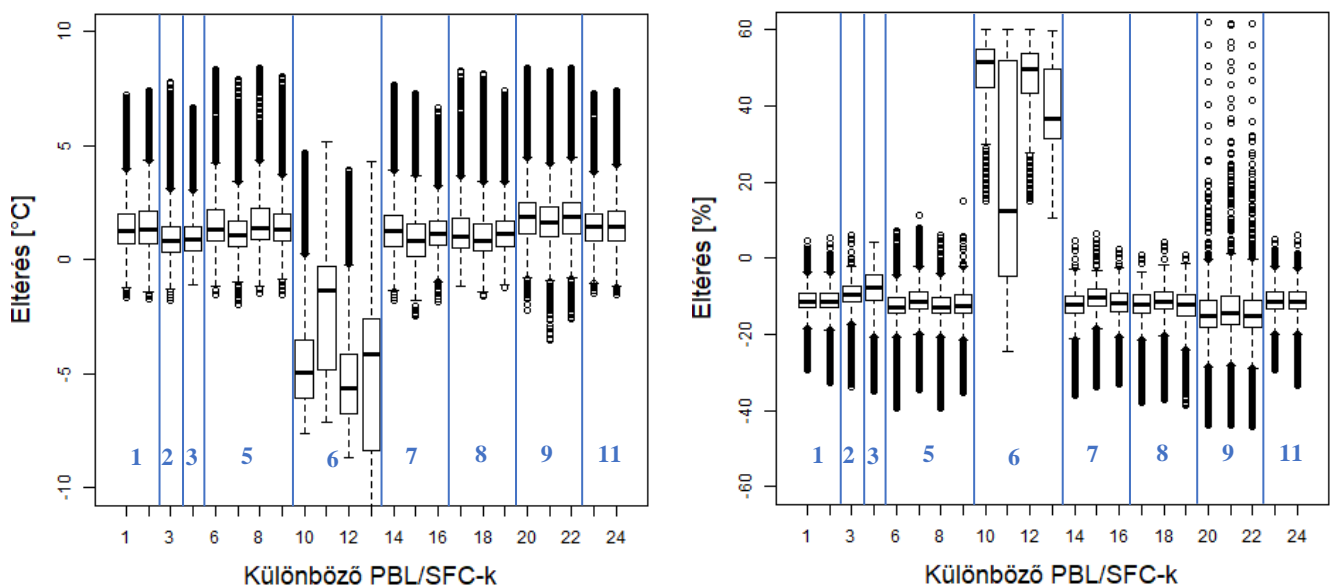


**5. ábra:** A 19:20 időpont mérésből és a 12 UTC-s modellfutásból vett nyomás változása a felszínközeli rétegben (balra) és a GFS adatokból indított értékek hibái boxplot diagramon (jobbra)

Szélirányban a 00 UTC-s futások nyugat felé, a 12 UTC-s futások keleties irányba térnek el a méréstől. Gyakran  $180^\circ$ -ot is tévednek. Ezt az oszlopmodell egy dimenziós volta okozza, hiszen advekciónak csak kívülről érkezik explicit módon. Így a szél-szimulációk nem lehetnek kellően pontosak. Az egyes PBL sémák között nincs lényeges különbség. A modellezett szélirányok csak nagy ritkán mutatnak bármiféle menetet a magassággal, leginkább csak állandók. A boxplotok alapján egyik beállítás sem kiemelendően pontosabb a többinél. Ezzel szemben a szélességek előrejelzésében már van különbség a beállítások között. Legpontosabbnak a 10, 11, 12, 13-as beállítás tűnik. Néhány időpontban az összes beállítás és mindkét időpontban indított modellfutások körülbelül 20 m/s-mal magasabb szélességet mutat. Ezekben az időlépcsőkben a modell erős turbulenciát jelzett előre az alacsonyszintű jethoz kapcsolódóan. A szélirány és a szélesség modellezésének egy vizualizációja a **6. ábrán** látható. Kiemelendő ugyanakkor, hogy a szélre vonatkozó becslések félrevezetőek lehetnek, mert a horizontális gradiensek hiányában a modell nem generál advekciót. A turbulencia ugyanakkor eredményezhet szélesség és irány változást.



6. ábra: A 19:20 időpont mérésből és a 12 UTC-s modellfutásból vett szélirány (balra) és szélesség (jobbra) változása a felszínközeli rétegben



7. ábra: Az összes július 16-án este rendelkezésre álló időpontra a 12 UTC-s, szonda adatokból indított eredmények hibái boxplot diagramon a hőmérsékletre (bal) és relatív nedvességre (jobb), az x tengely feletti számok a PBL séma kódját jelölik

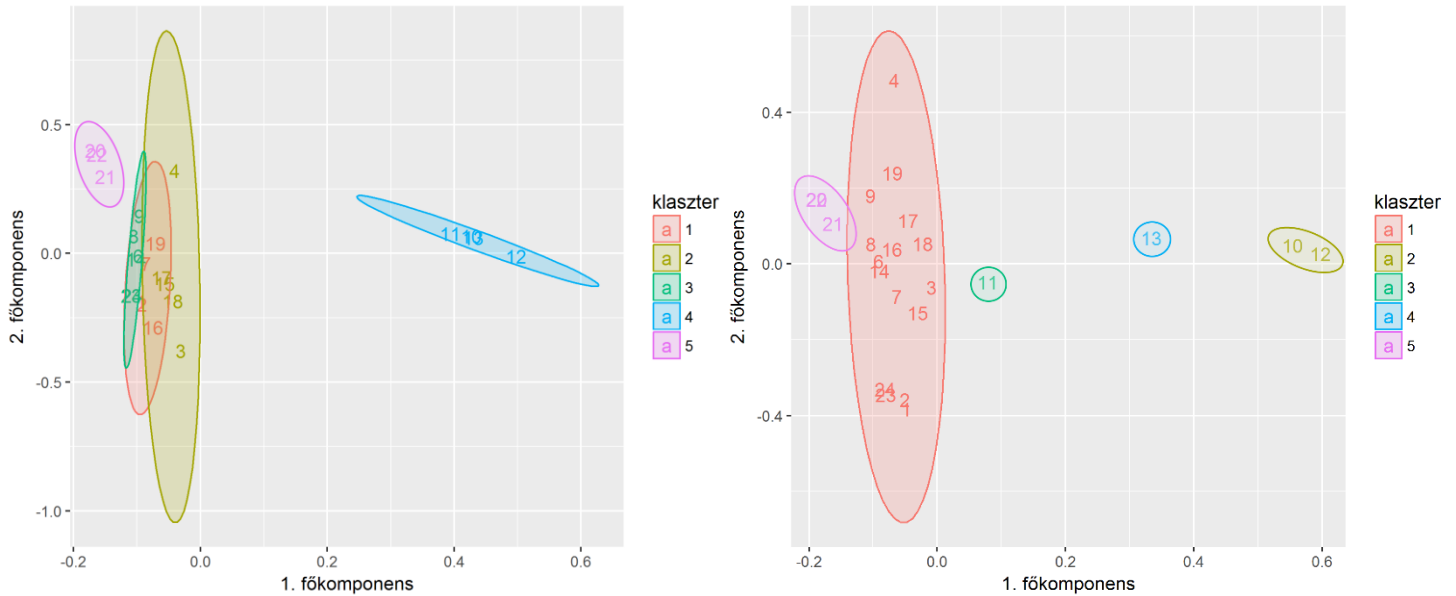
A 7. ábrán az összes 16–17-ei éjszakán készült felszállás hibaértékei együtt láthatók boxplot diagramon a hőmérsékletre és a relatív nedvességre. Az ábrán a 12 UTC-kor szonda adatokból indított szimulációk eredményeit mutatjuk be. Az x tengelyen a beállítások

kódjai mellett jelölve vannak az egyes PBL sémák is. Látható, hogy másik PBL séma használata más hibaeredményeket ad, közben ugyanazt a PBL sémát, de különböző SFC sémát használó beállítások kisebb változást mutatnak. Legszembetűnőbb a már ismeretes 6-os PBL séma nagy hibái. Emellett a 9-es PBL séma is kiugró, hőmérsékletben ez adja a legnagyobb pozitív, relatív nedvességben a legnagyobb negatív hibát. Az ábra előrevetíti, hogy a beállítások egymással való kapcsolatának további vizsgálata szükséges.

### 5.1.1 Klaszteranalízis

Az egyes parametrizációk egymással való kapcsolatát klaszteranalízissel vizsgáltuk meg. Az analízist az egyes modellbeállítások mérésektől vett hibaértékeire készítettük el. A klaszterek meghatározásának alapja az egyes különbség-adatsorok főkomponens analízise volt. Az első két főkomponens alapján lettek meghatározva az egyes csoportok. Ehhez a K-alapú csoportanalízishez a CLARA módszert használtuk (KAUFMAN & ROUSSEEUW, 1990). A 26 féle beállításból 5 klasztert állítottunk elő, kisebb klaszterszám esetén az egyes klaszterelemek közötti távolság jelentősen megnövekedett. A hibás futásokat, az 5-ös, 25-ös, 26-os beállításokat a klaszteranalízisből is kiszűrtük. A többi beállításnál az figyelhető meg, hogy az ugyanazt a PBL sémát, de különböző SFC sémát használók eredményei nagyon hasonlítanak egymáshoz. Ebből azt a következtetést vonhatjuk le, hogy a prognosztikus modellben a megfelelő PBL-parametrizáció választása a kulcsfontosságú, az SFC-séma még ilyen alacsony magasságban is kisebb különbségeket okoz. Tehát a felszínközeli réteg séma megválasztása kevésbé fontos, mint a megfelelő planetáris határréteg parametrizáció. Ha a PBL sémák szerint 12 klasztert állítunk elő, akkor az egyes PBL szerinti csoportosulás a legtöbb esetben megfigyelhető. Kivételt képez ez alól a 6-os PBL parametrizáció SFC kombinációi, melyek az esetek jelentős részében 2 különböző klasztert alkotnak. Az eltérés legvalószínűbb oka, hogy a 6-os PBL séma rendelkezik a turbulencia legpontosabb közelítésével, hiszen másodrendű lezárású. Így már a különböző SFC-k hatása nem lesz elhanyagolható. Ha az SFC-k számának megfelelő klaszterszámot használunk, a csoportok továbbra is a különböző PBL sémák szerint csoportosulnak, és nem az SFC-k szerint. A főkomponens analízis különböző kezdeti értékekkel is hasonló helyre sorolja az egyes PBL/SFC sémákat (VIRÁG & BREUER, 2017). A **8. ábrán** látható a különböző beállításokkal modellezett hőmérséklet méréstől vett eltéréseinek klaszteranalízise a 19:20-as időponthoz, 00 UTC-ből indítva, külön a „GFS” és a „szonda” esetben. Az ábrán megfigyelhető a PBL sémák szerinti csoportosulás, illetve az, hogy a 6-

os PBL sémához tartozó 10, 11, 12, és 13 beállítások hajlamosak külön klasztereket alkotni. A hőmérséklet és a potenciális hőmérséklet klaszteranalízise teljesen megegyező eredményt adott.



**8. ábra:** A GFS kezdeti értékekkel indított (balra) és szonda kezdeti értékekkel indított (jobbra) 26 különböző PBL/SFC beállítás hőmérsékleti hibaértékeinek klaszteranalízis ábrája a 19:20-as időpontban 00 UTC-kor indítva

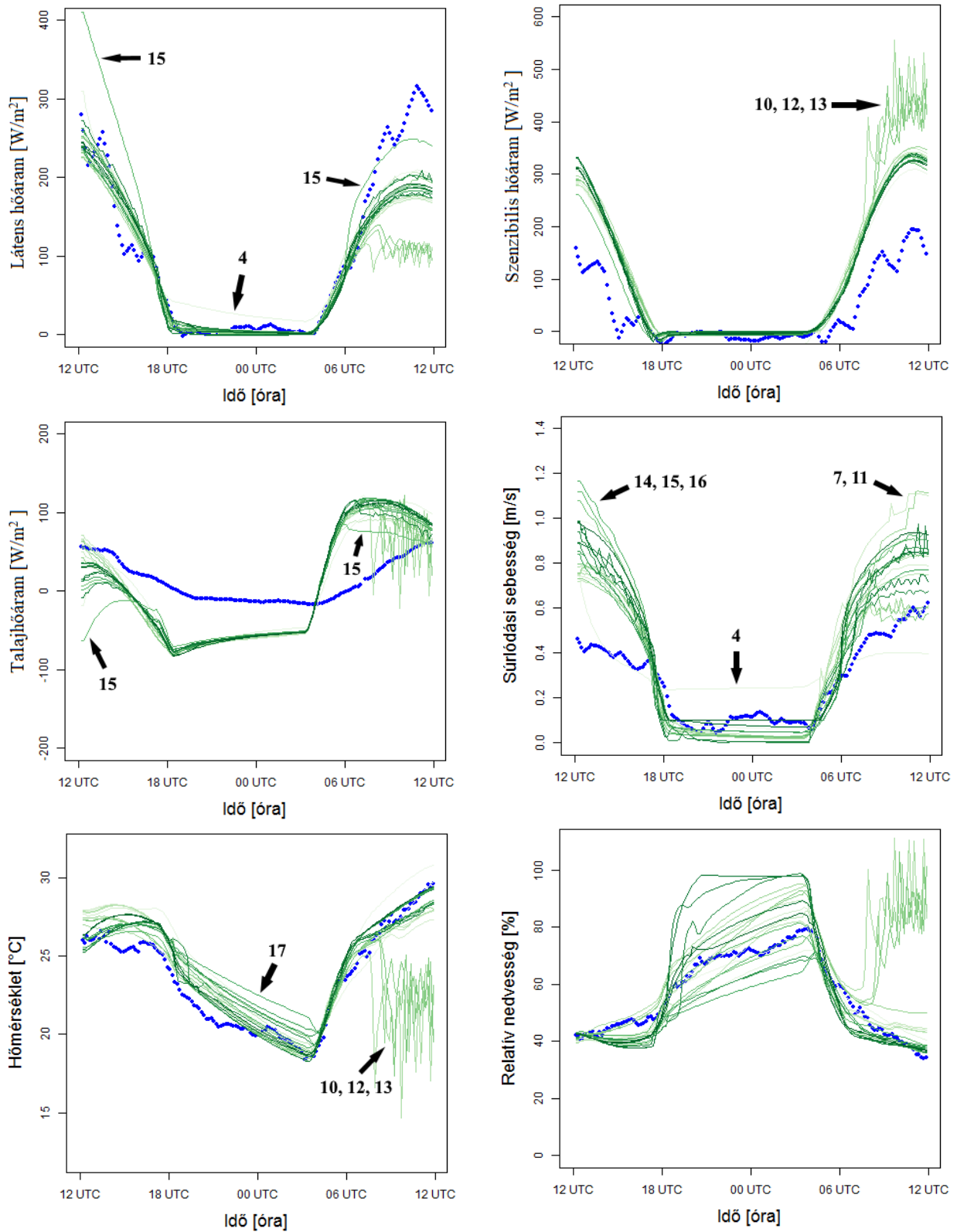
Összességében elmondható, hogy a beállítások a modellezett meteorológiai változótól függően viselkednek. Kiemelkedően jónak a 3-as és a 4-es beállítás mondható, illetve egyes esetekben a 11-es beállítás. A leggyakrabban használt 1-es PBL sémához tartozó 1-es és 2-es beállítás minden állapothatározónál viszonylag jól teljesít, de sehol sem kimagasló. A beállítások a PBL sémától függően csoportokba rendeződnek, tehát a megfelelő PBL séma választása kulcsfontosságú. Egyedül a 6-os PBL-hez tartozók közül lóg ki a Monin–Obukhov (Janjić) SFC sémát (2) használó 11-es beállítás.

## 5.2 Július 14–15. – felszíni fluxusok

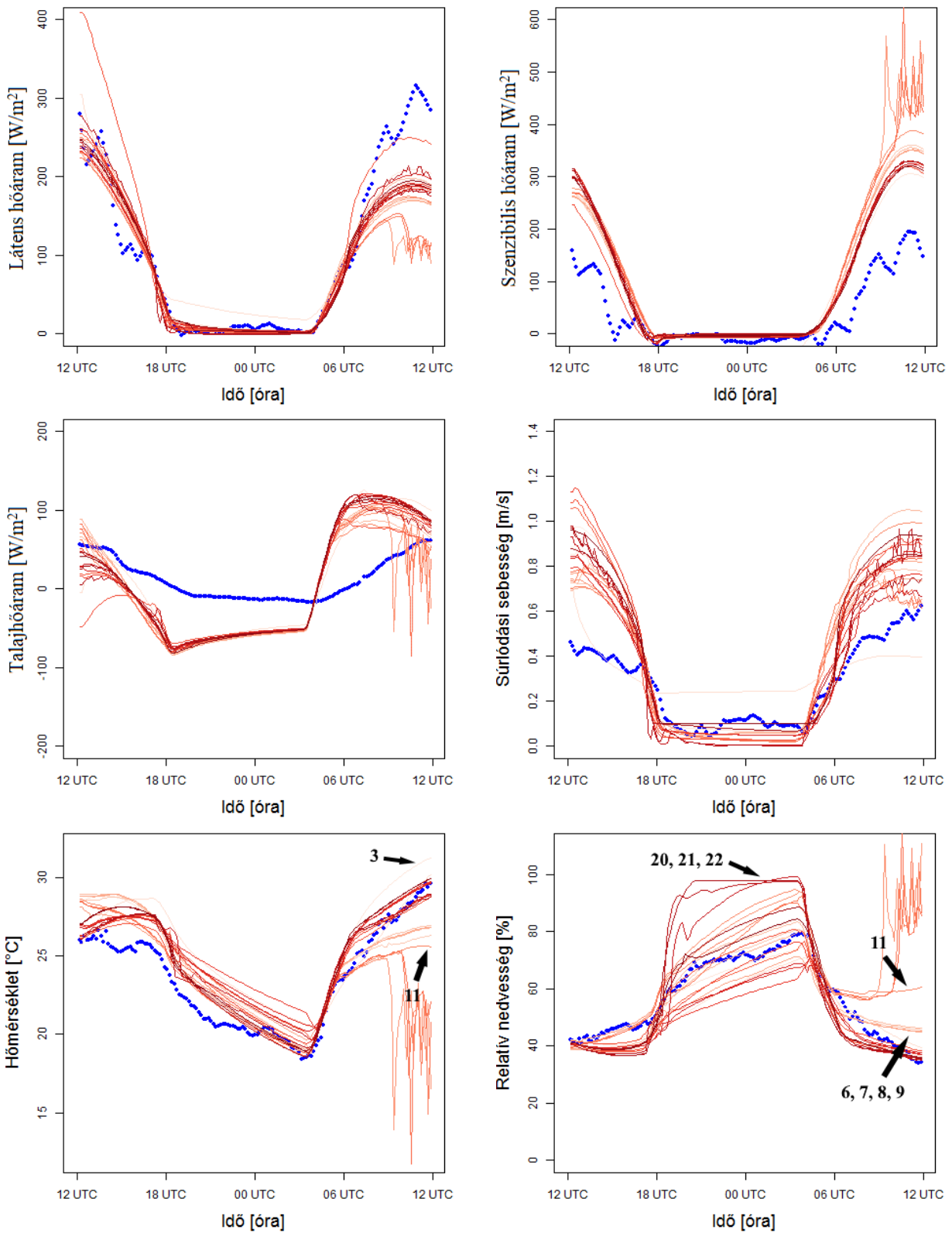
A meteorológiai változók részletes vizsgálata után a feladatunk tanulmányozni, hogy vajon az értékek milyen erősen függenek a háttérben zajló fluxusszámításoktól. Ha hőáramok modellbeli számítása a valóságtól nagyban eltér, nem várhatunk pontos hőmérsékletértékeket sem a profilokra. Habár a fluxusok nappal jelentősek, hatással vannak a vizsgált profilok időszakára is, például az evapotranszpiráció révén a légkörbe jutott nedvességen keresztül. A fluxusok validálásához 2015. július 14–15-éről állnak rendelkezésünkre mért adatok. Július 14. 12 UTC és július 15. 12 UTC között elkészítettem a látens-, szenzibilis- és talajhőáram, a sűrűlási sebesség, illetve a 2 méteren mért hőmérséklet és relatív nedvesség napi menetét. Felhasználtam az oszlopmodell július 14. 00 UTC-s és 12 UTC-s futásait, ezeket hasonlítottam össze a PABLS kampány fluxusméréseivel. A 00 UTC-s futások jobban szórnak, a valamivel pontosabb 12 UTC-s modellfutások eredményeit mutatom be. Ez a nagyobb szórás azzal magyarázható, hogy 00 UTC-s futások korábban indultak és a különböző beállítások között több időlépcső alatt nagyobb különbségek tudtak kialakulni. A **9. ábrán** a szonda adatokból indított 26 különböző beállítás görbéje látható zölden, kék színnel a mért értékek. A **10. ábrán** ugyanígy pirossal a GFS-ből indított modelleredmények napi menete látható. Az 5, 25 és 26 beállítások erre az időszakra sem futottak le, ezek nincsenek rajta a következő ábrákon.

A rendelkezésre álló energia közelíthető a sugárzásegyenleg és a talajhőáram különbségeként. Ez a modellben közel megegyezik a látens és a szenzibilis hőáram összegével. Így ha a látens hőáram modelleredményei alulbecsülnek, elvárható, hogy szenzibilis hőáram felülbecsülve legyen. A **9. ábrán** látható, hogy a modellben a látens hőáram értéke kisebb, mint a mért érték. A felszínsémába a PABLS mérési kampány által mért kezdeti nedvesség és hő értékek lettek betáplálva, a talaj hidraulikai tulajdonságok a MARTHA (Magyarországi Részletes Talajfizikai és Hidrológiai Adatbázis) (MAKÓ & TÓTH, 2008; MAKÓ et al., 2011) adatbázis alapján lettek meghatározva. Ezek nem okozhatnak ilyen mértékű hibát. Feltételezhető, hogy mérések energiaegyenlege jobban nem zárt, mint a Noah sémában. A szimulációkban csak maximum  $4 \text{ W/m}^2$  az eltérés, de a mérésekből származó lezáratlanság szintén nem ok a több, mint  $100 \text{ W/m}^2$ -es különbségre a fluxusokban. A Noah számításaiban meghatározó változók a felszíni hőmérséklet és a legalsó légköri hőmérséklet különbsége, illetve a kicserélődési együttható. Ha valamelyiket túlbecsüli a modell, akkor a szenzibilis hőáram értéke túl magas lehet emiatt. A WRF oszlopmodell minden beállítással erre az időszakra a látens hőáramot alul, a szenzibilis

hőáramot felülbecsülte. A látens hőáramot a nappali órákban erősen felülbecslő beállítás a 15-ös, éjszaka a 4-es.



**9. ábra:** A szondából indított 12 UTC-s modellfutások látens hőáram, a szenzibilis hőáram, a talajhőáram, a súrlódási sebesség, a 2 méteren mért hőmérséklet és relatív nedvesség értékeinek napi menete július 14. 12 UTC és július 15. 12 UTC között



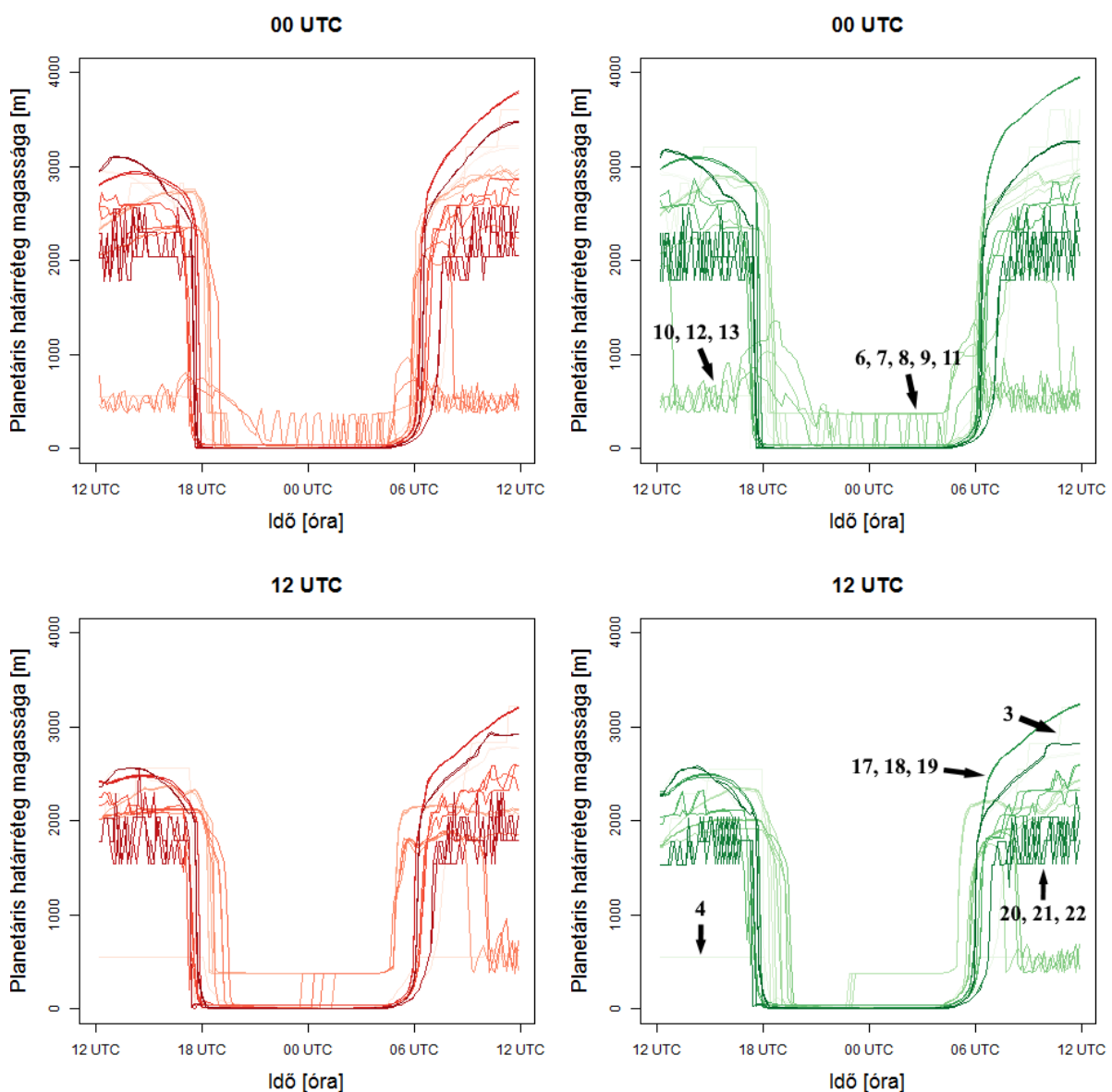
**10. ábra:** A GFS-ből indított 12 UTC-s modellfutások látens hőáram, a szenzibilis hőáram, a talajhőáram, a sűrítődési sebesség, a 2 méteren mért hőmérséklet és relatív nedvesség értékeinek napi menete július 14. 12 UTC és július 15. 12 UTC között



Az ábrákon a napi menet végén erősen fluktuáló görbék minden esetben a 10, 12, és 13 beállítások. Ezek a modellfutások esőt generáltak a vizsgált időszakra, hatása minden változónál visszaköszön. A talajhőáram előrejelzésében a modellek között az éjszakai órákban nagyon kicsi az eltérés, de a napi menet rosszul reprezentált. A 00 UTC-kor mért  $-13,6 \text{ W/m}^2$  helyett  $-56 \text{ W/m}^2$  körüli értékeket adnak. Majd hajnalban a nagyon magas pozitív értékek felé térnek el. Dél körül a legpontosabbak, egyben ekkor vannak köztük a legnagyobb különbségek is. A nappali órákban a látens hőáramot erősen felülbecslő 15-ös beállítás tér el a többitől az alacsonyabb értékek felé. A délelőtti órákban több modellfutás is fluktuáló eredményt mutat, de a nagy ugrások itt is a 10, 12, és 13 beállításokhoz tartoznak. A modell által használt felszínséma nem lett változtatva, ezért hasonlóak a talajhőáram eredmények. Az előrejelzés pontatlanságát a Noah felszínséma hibája okozza. A modellek közötti különbséget az válthatja ki, hogy a Noah által számolt kicserélődési együtthatót a beállított SFC séma frissítheti, másrészt a kicserélődés számításában meghatározó súrlódási sebesség az SFC sémában kerül számításra. Ezen kívül a modellbeli hőmérséklet változásával is változnak a felszíni áramok. A súrlódási sebesség esetében a beállítások között nagy különbségek vannak, nem rendeződnek csoportokba sem (**9. és 10. ábra**). Július 14. 12 UTC-kor a 14, 15, 16 beállítások adnak  $1 \text{ m/s}$  fölötti értéket, július 15. 12 UTC-kor pedig a 7 és a 11 beállítások. A 4-es beállítás halvány árnyalatú görbéje mutatja a legeltérőbb menetet, nappal pontosabb a többi beállításnál, éjszaka viszont  $0,2 \text{ m/s}$ -mal felülbecsül, ezzel kisebb amplitúdójú a napi menete.

A két méteren mért hőmérséklet és relatív nedvesség értékeknél is megfigyelhető a 10, 12, 13 beállítások napi menetet nem követő, erős fluktuációja a délelőtti órákban. A hőmérséklet előrejelzése a nap első felére még pontatlan, magasabb értékekre számítanak a modellfutások, majd a minimumhőmérséklet elérése után már pontosabb. A prognosztikus modellekben a minimumhőmérséklet előrejelzése nagy kihívást jelent. A WRF oszlopmodell ebben a változóban jól teljesített. Éjszaka a legmagasabb hőmérsékletet a 17-es beállítás, illetve a 4-es és 18-as beállítások adják. Az vizsgált időtartam végén megfigyelhető a beállítások csoportokba sorolódása, főleg a „GFS” esetben (**10. ábra**). Az egyetlen beállítás, ami közel  $2 \text{ }^\circ\text{C}$ -kal felülbecsül a 3-as beállítás. A jelentősen alulbecslő beállítások közül az ugráló görbék fölött a 11-es, majd a 6-os, ezek fölött pedig a 7-es, 8-as, és 9-es beállítások csoportja látható. A 7-es és a 9-es PBL sémához tartozó beállítások adnak még  $29 \text{ }^\circ\text{C}$  alatti hőmérsékletértéket július 15. 12 UTC-re. Erre az időpontra a relatív nedvességben is megfigyelhetők csoportok. A telítettséghez közeli értékeket elérő

beállítások a már említett 6-os PBL-hez tartozó 10, 12, 13 beállítások. A következő legmagasabb, 50–60% körüli értéket a 11-es beállítás adja. Felülbecsül még az 5-ös PBL-hez tartozó 6, 7, 8, és 9 beállítások csoportja. Éjszaka a 20, 21, 22 beállítások adják a legnagyobb telítettséget, görbéjük szögletes alakot rajzol. Ez a három beállítás a 9-es PBL sémához tartozik, ami óceán fölötti planetáris határreteg modellezésére specializálódott. A séma a nedves gradiens Richardson szám alapján dönti el, hogy stabil-e a rétegződés. Stabil esetben a TKE-t elhanyagolja (BRETHERTON & PARK, 2009). A relatív nedvességben a hirtelen ugrást az okozza, hogy a 0,19 kritikus értéket átlépi a nedves gradiens Richardson szám és egyik időlépcsőről a másikra megváltozik a rétegződés típusa. A 16–17-ére kiválóan nevezett 4-es beállítás erre az időszakra nem jól modellezte a fluxusokat.

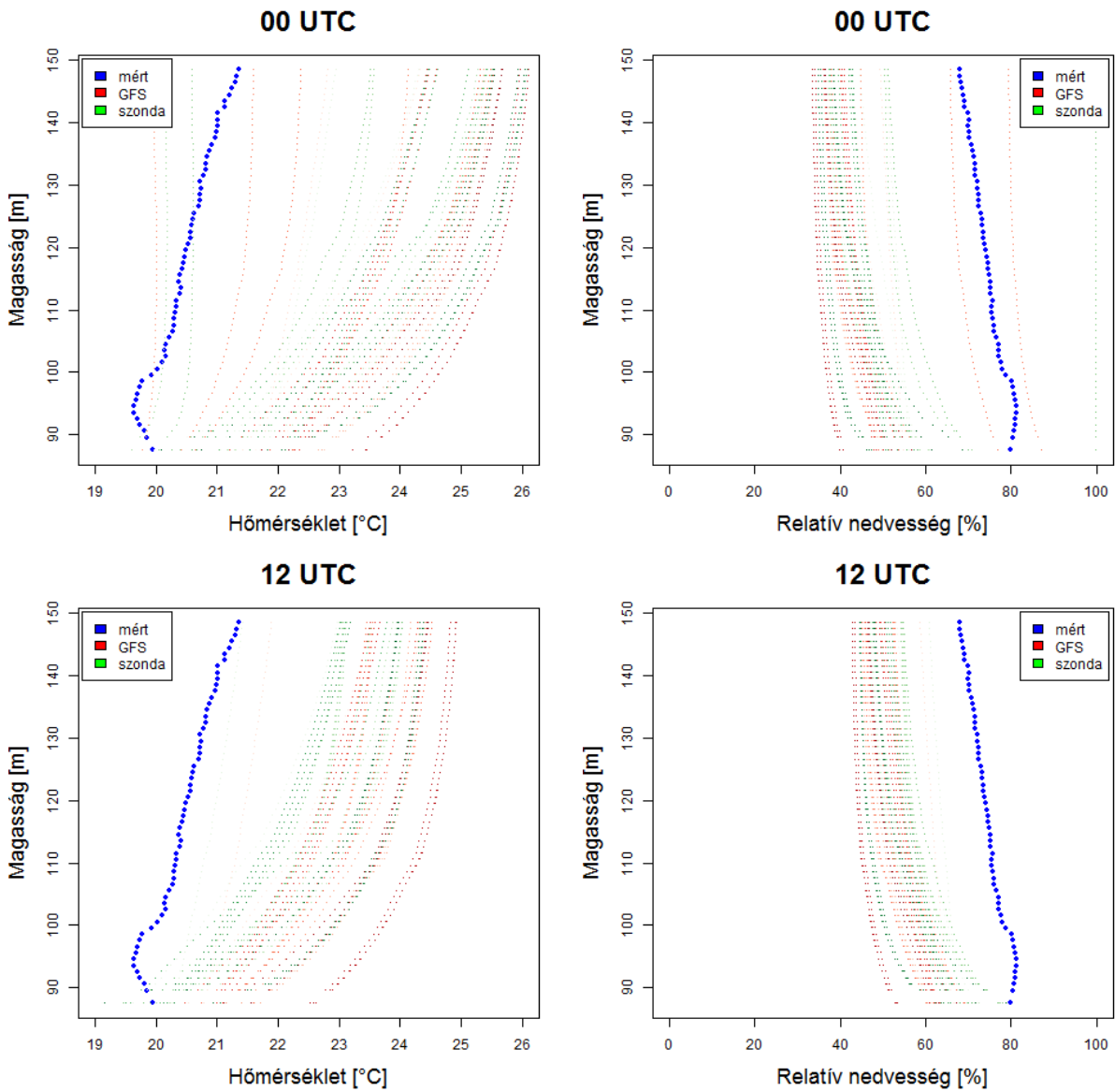


**11. ábra:** A GFS-ből (balra) és a szondából (jobbra) indított 00 és 12 UTC-s modellfutások planetáris határreteg magasságának napi menete július 14. és július 15. 12 UTC között

A **11. ábrán** a planetáris határreteg magasságának napi menete figyelhető meg. Az éjszaka magasabb értékeket adó beállítások az 5-ös PBL sémához tartozó 6, 7, 8, 9, illetve a 6-os PBL sémához tartozó 10, 11, 12 és 13 beállítások. A 00 UTC-s futásoknál megfigyelhető, hogy ezek közül csak a 10, 12, 13 beállítások mutatnak fluktuáló mozgást, a többi görbe szögletesen halad. A 10, 12, 13 beállítások nappal is 500–800 méter körül mozognak. Ezek a modellfutások láthatóan napfelkeltekor és naplementekor is turbulenciát generálnak, ilyenkor megnő a planetáris határreteg magassága. A 4-es beállítás nappal is alacsony és állandó, 550 méteres értéket ad. Az éjszaka 2000 méter körül erősen fluktuáló beállítások a 20, 21 és 22. A délben magas értéket adó 3-as beállítás halvány árnyalatú görbéje szögletesen változik. Ez azért van így, mert a beállításhoz tartozó 2-es PBL séma turbulens kinetikus energia alapján számolja a planetáris határretegmagasságot. Turbulens kinetikus energia alapján számol még a már kiemelt, többitől szintén erősen eltérő 5-ös és 6-os PBL séma. Az utolsó időpontban legmagasabb értéket adó beállításcsoportot a részecskemódszer alapján számoló 8-as PBL séma változatai adják. Szintén magas értéket adó beállítások még a 23-as és 24-es, illetve az 1-es és 2-es beállítások. Éjszaka 10 méter fölötti minimumértéket egyedül a 3-as és a 7-es PBL sémához tartozó bulk Richardson szám alapján számító beállítások vesznek fel.

Az **1. ábra** jobb oldalán láthattuk, hogy a 16–17-ei méréseknél nincs nagy különbség az ELTE és a BOU adatok között. Így bár 16–17-án az ELTE mérésivel validáltunk, bátran használhatjuk 14–15-ei éjszakai profil szimulációkhoz a BOU vertikális mérési adatsorokat. A július 14–15-ei éjszakán készült BOU felszállások az **1. ábrán** bal fent láthatók. A 16–17-ei adatokra láttuk, hogy a potenciális hőmérsékletre való áttérés nem okoz jelentős változást a hőmérséklethez képest. Mivel éjszakai, stabil légkört vizsgálunk, mellőzhető a potenciális hőmérséklet használata. A **12. ábrán** látható július 15. 00 UTC hőmérséklet és relatív nedvesség profilja a mért BOU és a modellezett értékkel. A hőmérsékletet minden modellfutás több Celsius fokkal felülbecsüli. Egyedül a 00 UTC-s futások közül a 6-os PBL sémához tartozó görbék mutatnak alacsonyabb, így pontosabb értékeket, de ezeknek a gradiense erősen eltér, nem hasonlít a mérésére. Ezekről eltekintve a legpontosabb a 4-es beállítás mindkét esetben. A mért gyenge felszíni inverzió egyik beállítás profilján sem látszik. A 00 UTC-kor indított futásban a relatív nedvességet a 6-os PBL-hez tartozó 10 és 12 beállítások telítettnak vagy közel telítettnak veszik az egész éjszaka során. A többi beállítás 20–40%-kal alulbecsül. Köztük a 00 UTC-s futásban

nagyobb az eltérés, mint a 12 UTC-sben. A pontatlanság ellenére minden futás a méréshez hasonlóan a magassággal csökkenő nedvességet feltételez.



*12. ábra: A július 15. 00 UTC-kor készült mérések és erre az időpontra vonatkozó július 14. 00 UTC-s és 12 UTC-s modellfutások hőmérséklet és relatív nedvesség profiljai a felszínközeli rétegben*

## 6. Szimulációk javítása

A modellben fellépő instabilitásokat a számítási időlépcső változtatásával próbáltuk meg kiküszöbölni. Az eredeti 30 mp helyett lefuttattam a modellt 20 és 5 mp-es időlépcsővel is. Az eredeti, 30 mp-es időlépcsőnél főként a 6-os PBL sémánál léptek fel instabilitások, melyek már a 20 mp-es időlépcsővel sokat javultak. Bár néhány esetben még ad csapadékot a séma, de a hóáramokban lévő fluktuációk eltűntek. Ehhez képest az 5 mp-es időlépcső már nem okoz változást. A továbbiakban így 20 mp-es időlépcsőt használok, hogy a számítási kapacitás ne emelkedjen feleslegesen nagyra, de az instabilitások eltűnjenek. Ahhoz, hogy a modell kellő pontossággal használható legyen, a hóáramok előrejelzését javítani kell. Ha a szenzibilis és a látens hóáramra pontosabb értékeket kapunk, akkor várhatóan a modell hőmérséklet és nedvesség előrejelzése javulni fog. A hóáramok eltérését okozhatja az, ha a csatolt felszínmodell nem a megfelelő beállításokat használja, illetve ha a talaj rosszul használja fel a vizet, amit benne van.

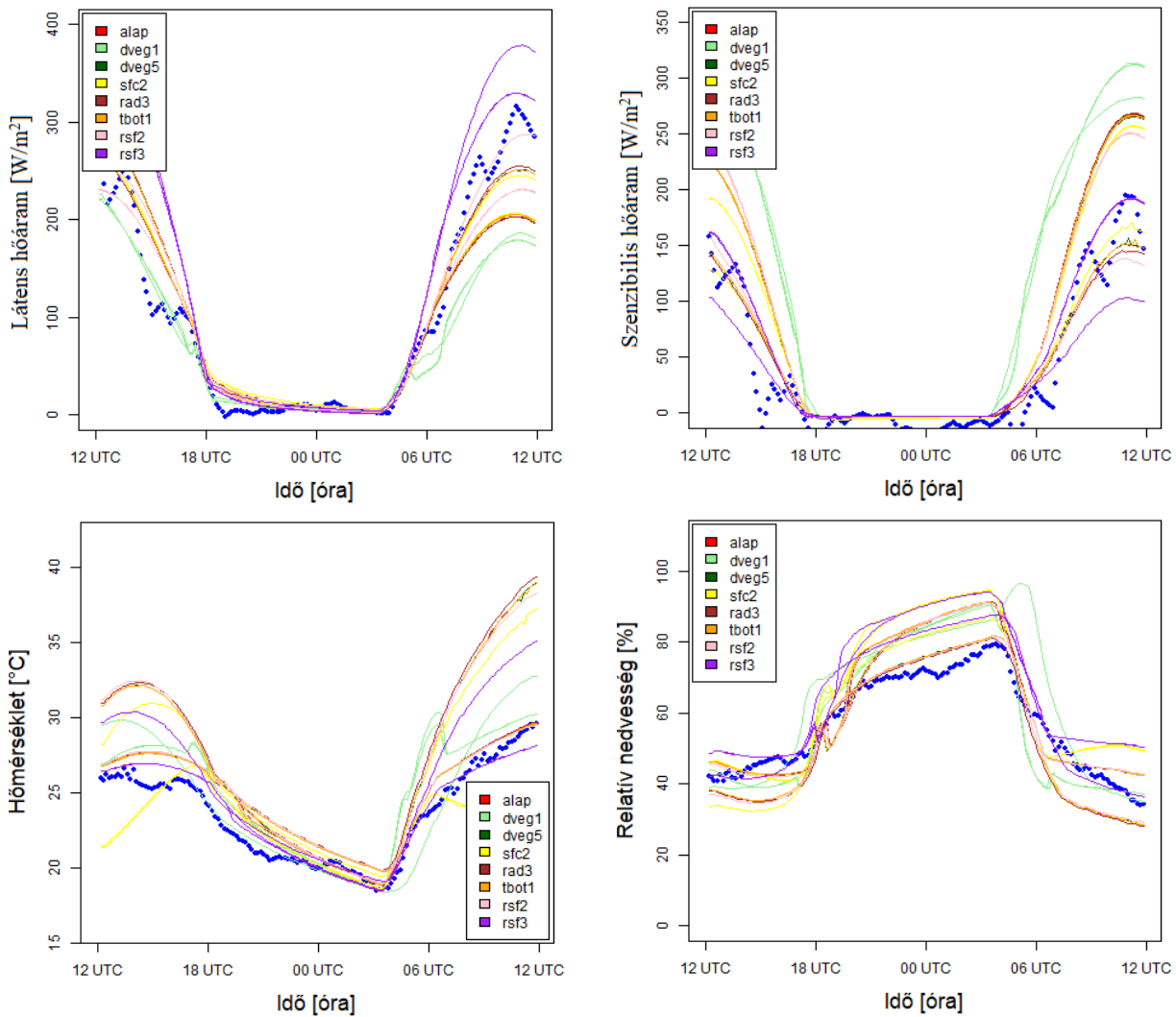
### 6.1 A Noah multiparametrizációs felszíni modell

Az oszlopmodell alapbeállításaként az egységes Noah felszínmodellt használja, ami a WRF fizikai csomagjának része. Beállítható, hogy ehelyett a Noah multiparametrizációs (Noah-MP) felszínmodellt használja, ami sokféle különböző beállítást használ a felszín-légkör kölcsönhatások leírásához (NIU et al., 2011). Kezeli a növényi felszín energiaegyensúlyát, illetve többrétegű hófelszínt folyékony víz tárolással és az olvadás és újrafagyás lehetőségével (NIU & YANG, 2004). Az infiltráció, elfolyás és víztározás leírására különböző opciók vannak. Ennélfogva a Noah-MP egy hatékony kutatási eszköz. Én az alábbi opciókat változtattam egyesével:

<b>dveg:</b> Dinamikus vegetáció opciók	= 2 (1, 5)
<b>sfc:</b> Felszíni réteg ellenállástényező opciók	= 1 (2)
<b>rad:</b> Kisugárzási átvitel opciók	= 1 (3)
<b>tbot:</b> Talajhőmérséklet alsó határfeltételére opciók	= 2 (1)
<b>rsf:</b> Felszíni ellenállás opciók	= 1 (2, 3)

A különböző opciókat a rövidítésükkel és a kódjukkal jelölöm. Az alapbeállítások az elsők, utána zárójelben az van, amire egyesével változtattam. A **13. ábrán** a július 14–15-ére vonatkozó napi menetek láthatók 12 UTC-kor szonda kezdeti értékekkel indított modellfutásokból. A görbék az 1, 2 és 3 PBL/SFC beállításokat mutatják a 8 különböző féle

Noah-MP beállítással. Eredetileg a modell az időszak 2. felében alulbecsülte a látens hőáramot, és egész nap erősen felül a szenzibilis hőáramot (9. ábra). A Noah-MP beállítások segítségével a modellezett érték sokkal közelebb került a méréshez. A legjobbnak az rsf3 beállítás (lila) bizonyult. A 2 méteres hőmérséklet esetén a legtöbb Noah-MP beállítás több fokot téved. Ennek oka, hogy a taljhőáramban az eredetnél nagyobb az eltérés, akár  $150 \text{ Wm}^{-2}$ .



**13. ábra:** A szondából indított 12 UTC-s modellfutások látens hőáram, a szenzibilis hőáram, a 2 méteren mért hőmérséklet és relatív nedvesség értékeinek napi menete július 14. 12 UTC és július 15. 12 UTC között, a vastag kék szín a mérés, a vékony görbék különböző Noah-MP beállításokhoz tartoznak

## 6.2 A felszíni ellenállás opciók

A Noah multiparametrizációs modellbe a felszín párolgásra vonatkozó ellenállásának opciója a WRF 3.8-ban lett bevezetve. Az 1-es beállítás esetén az  $r_{surf}$  szárazföldi felszíni ellenállást [ $\text{sm}^{-1}$ ] SAKAGUCHI & ZENG (2009) alapján számítja a modell  $L$  és  $D$  hányadosaként:

$$D = 2,2 \cdot 10^{-5} \cdot \theta_{sat}^2 \left(1 - \frac{\theta_r}{\theta_{sat}}\right)^{2+3b}, \quad L = d_1 \frac{\exp[(1-\theta_1/\theta_{sat})^5]-1}{e-1}. \quad (17)$$

Itt  $\theta_{sat}$  a telítési víztartalom,  $b$  a porozitási index,  $\theta_r$  a reziduális víztartalom,  $d_1$  a felső talajréteg vastagsága,  $\theta_1$  a talajnedvesség. A 2-es beállítás SELLERS et al. (1992) alapján számolja az  $r_{surf}$  értéket:

$$r_{surf} = \exp(8,206 - 4,255 \cdot W), \quad (18)$$

ahol  $W$  a felső 5 cm-es réteg nedvessége [%]. A  $W$  csökkenésével  $r_{surf}$  értéke növekszik. A 3-as beállítás a 2-es módosítása úgy, hogy csökkentse az  $r_{surf}$  értéket nedves talajra:

$$r_{surf} = \exp(8,25 - 6,0 \cdot W). \quad (19)$$

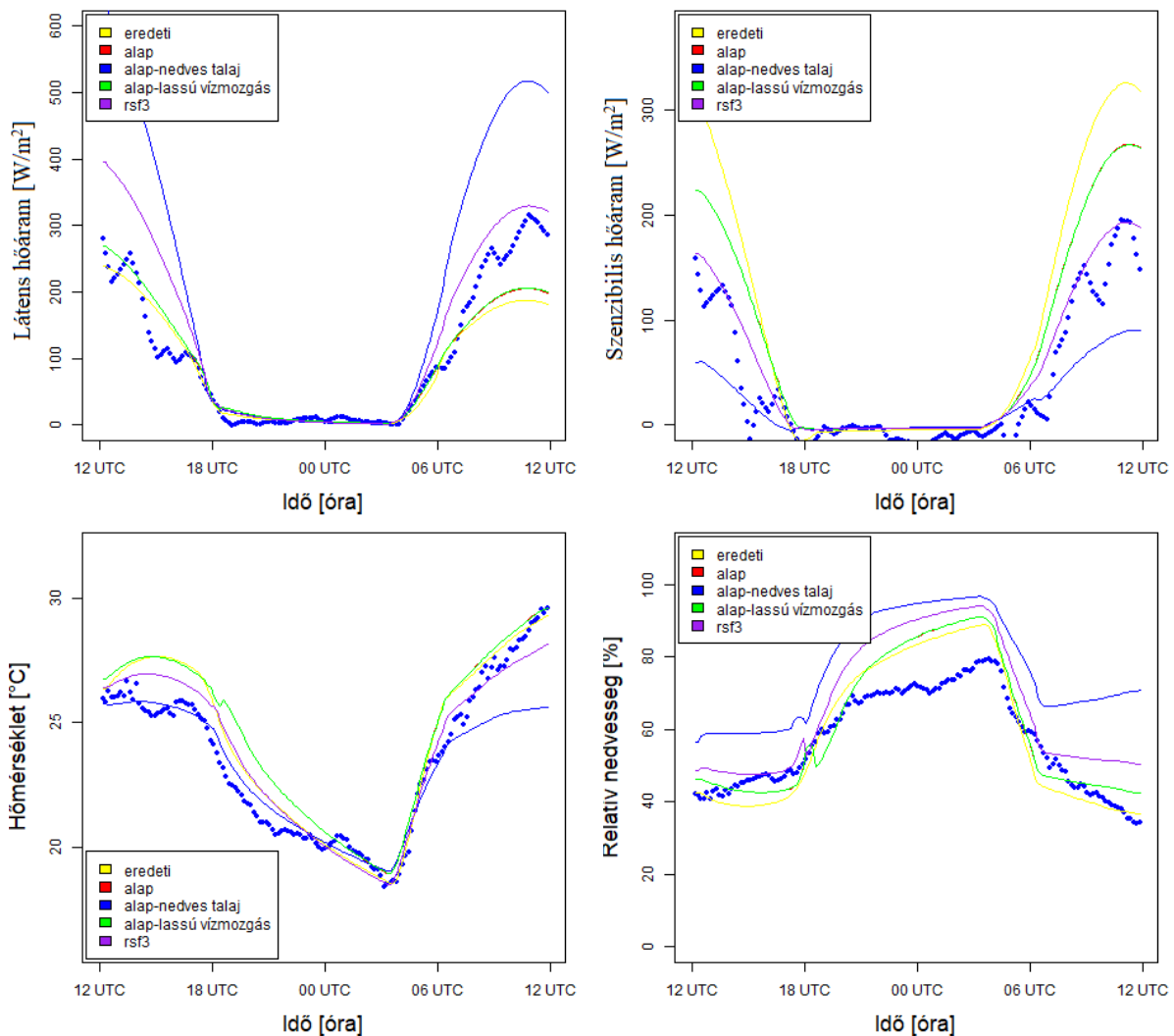
## 6.3 Nedves talaj

A kezdeti talajnedvesség érték mért, de mérések csak a talaj felső 15 cm-ében készültek a kampány során. A modell kezdeti értéként viszont egészen 2 méteres mélységig vár adatokat. Így a legmélyebb mérés értéke van beállítva ennél mélyebb kezdeti értéknek is. A talaj textúrája vályog. Feltételeztük azt is, hogy azért lett túl kicsi a modellezett párolgás, mert a víz elfolyik lefelé. Beállítottuk, hogy a kezdeti talajnedvesség érték mégsem a mért legyen, hanem legyen telített a talaj. Így a túlzott elfolyás ellenére is kaphatunk reális párolgásértékeket. Ezzel a beállítással a számításunknak megfelelően a látens hőáram megnőtt, a szenzibilis pedig lecsökkent. A változás mértéke viszont túl nagy volt, a mérésekhez képest nagy az eltérés. Ezt a **14. ábrán** látható kék színű folytonos vonal mutatja.

## 6.4 Lassú vízmozgás a talajban

A túlzott elfolyás csökkentése céljából megpróbáltam azt is, hogy a talajnedvesség érték legyen a mért, viszont a talajban a lefelé irányuló vízmozgás sebessége legyen lassabb. Célunk ezzel, hogy kevesebb víz folyjon el és pontosabb párolgást kapjunk. Az eredeti  $3,82 \cdot 10^{-7} \text{ ms}^{-1}$  telítési talajnedvesség-vezetés érték helyett  $10^{-8} \text{ ms}^{-1}$ -ot állítottam be lefelé

irányuló sebességnek. Ez nem okozott nagy változást az eredményekben. A könnyű összehasonlítás céljából a **14. ábra** egyszerre mutatja az 1-es beállításra vonatkozóan a legtöbb fentebb említett tesztelést. A **13. ábrához** hasonló napi menet látható. Sárgával az eredeti, egységes Noah felszínmodellt és 20 mp-es időlépcsőt használó modellfutás van ábrázolva. Pirossal a Noah-MP alapbeállítását mutatom, ehhez képest a zöld görbe nem ad nagy eltérést, ami szintén az alapbeállítást használó modellfutás, de lassú talajnedvesség-vezetéssel. Noah-MP alapbeállítással, de telített talajnedvességgel kaptam a kék folytonos vonalat. Ez bár az eredetihez képest lecsökkenti a látens hőáramot, és megemeli a szenzibilis hőáramot, túl drasztikus változást okoz. Legpontosabb eredményt a lila görbe, a Noah-MP rsf3 beállítása adja. A vastag kék szín jelöli a mérést.

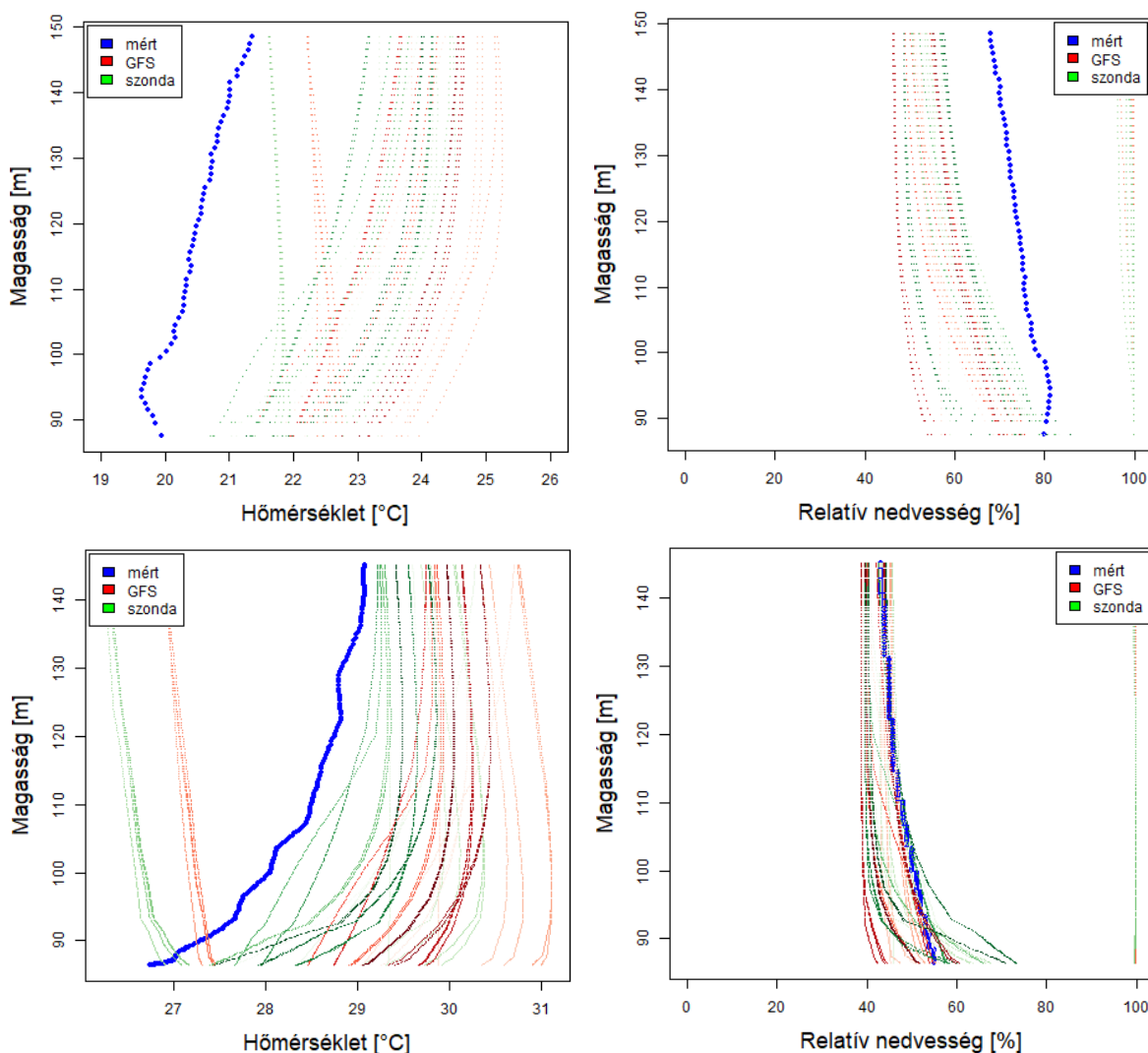


**14. ábra:** A szondából indított 12 UTC-s modellfutások látens hőáram, a szenzibilis hőáram, a 2 méteren mért hőmérséklet és relatív nedvesség értékeinek napi menete július 14. 12 UTC és július 15. 12 UTC között, a vastag kék szín a mérés, a vékony görbék különböző modellfutásokhoz tartoznak



## 6.5 Új vertikális profilok

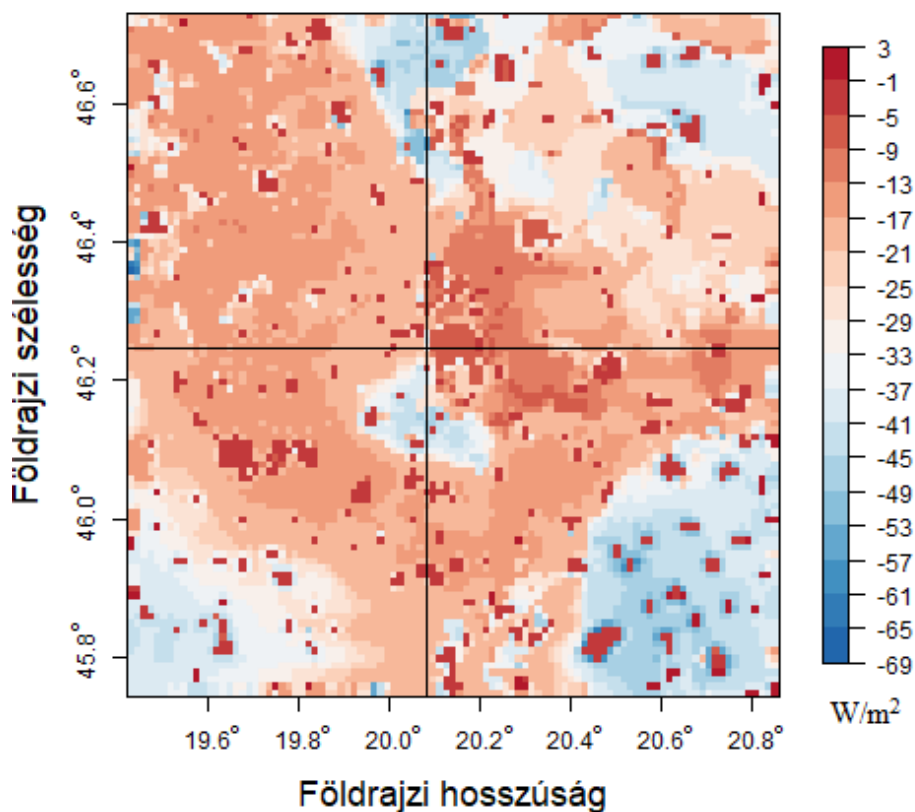
Mivel az rsf3 beállítás hozta meg a kívánt pontosságot a napi menetek vizsgálata során, ezért ezzel a beállítással készítettem új vertikális profilokat mind a július 14–15., mind a 16–17-ei éjszakára. A **15. ábrán** a korábban vizsgált időpontokra, július 15. 00:00 és július 16. 19:20 időpontokra láthatók az új hőmérséklet és relatív nedvesség profilok, 12 UTC-s modellfutások alapján. A korábbi éjszakára nagy változást nem hozott, de a 16–17-ei éjszakára 5–15%-kal pontosabb relatív nedvesség előrejelzést és körülbelül 1 °C-kal kisebb hibájú hőmérsékletet adott a beállítások sokasága.



**15. ábra:** A július 15. 00:00-kor készült mérések és erre az időpontra vonatkozó július 14. 12 UTC-s modellfutások (fent) és a július 16. 19:20-ra vonatkozó mérések és 12 UTC-s modellfutások (lent) hőmérséklet és relatív nedvesség profiljai a felszínközeli rétegben, rsf3 beállítással

## 7. Eredmények a háromdimenziós WRF modellel

A végzett egy dimenziós, lokális vizsgálatot regionális skálán is megvalósítottuk. Az oszlopmodellnél használt beállításokkal háromdimenziós WRF ARW modellt is futtattunk a vizsgált napokra. Eredetileg ugyanazt a sűrű vertikális felbontást terveztük használni, mint az oszlopmodell esetében, de az ott megválasztott alacsony magasságok csak a füves területekre bizonyultak alkalmasnak, erdős területek felett a modell nem futott le. Ezért a vertikális felbontást csökkentettük az eredeti 61 szintről 52-re úgy, hogy a felszíntől indulva minden második  $\eta$ -szintet kivettünk az alsó kb. 300 m-es rétegből. A stabilitás megtartása érdekében így is nagyon rövid időlépcsőre volt szükség. A futási idő optimalizálása érdekében ezt adaptív időlépcső segítségével valósítottuk meg. Így a számítási idő körülbelül a modellezett idő fele volt. Kezdeti értékeknek a GFS-ből vett adatokat használtuk. Az eredményeket a fölött a pont fölött elemeztük ki, ahol a PABLS mérések készültek és az oszlopmodellt is futtattuk. Itt a talajtípus vályog, a felszínborítás pedig szárazföldi termőföld és legelő. Különböző PBL és SFC séma beállításokat használtunk, de minden esetben a Noah-MP rfs3 felszínbeállításával. A nagy felbontás miatt több beállítás stabilitási hiba miatt nem futott le.

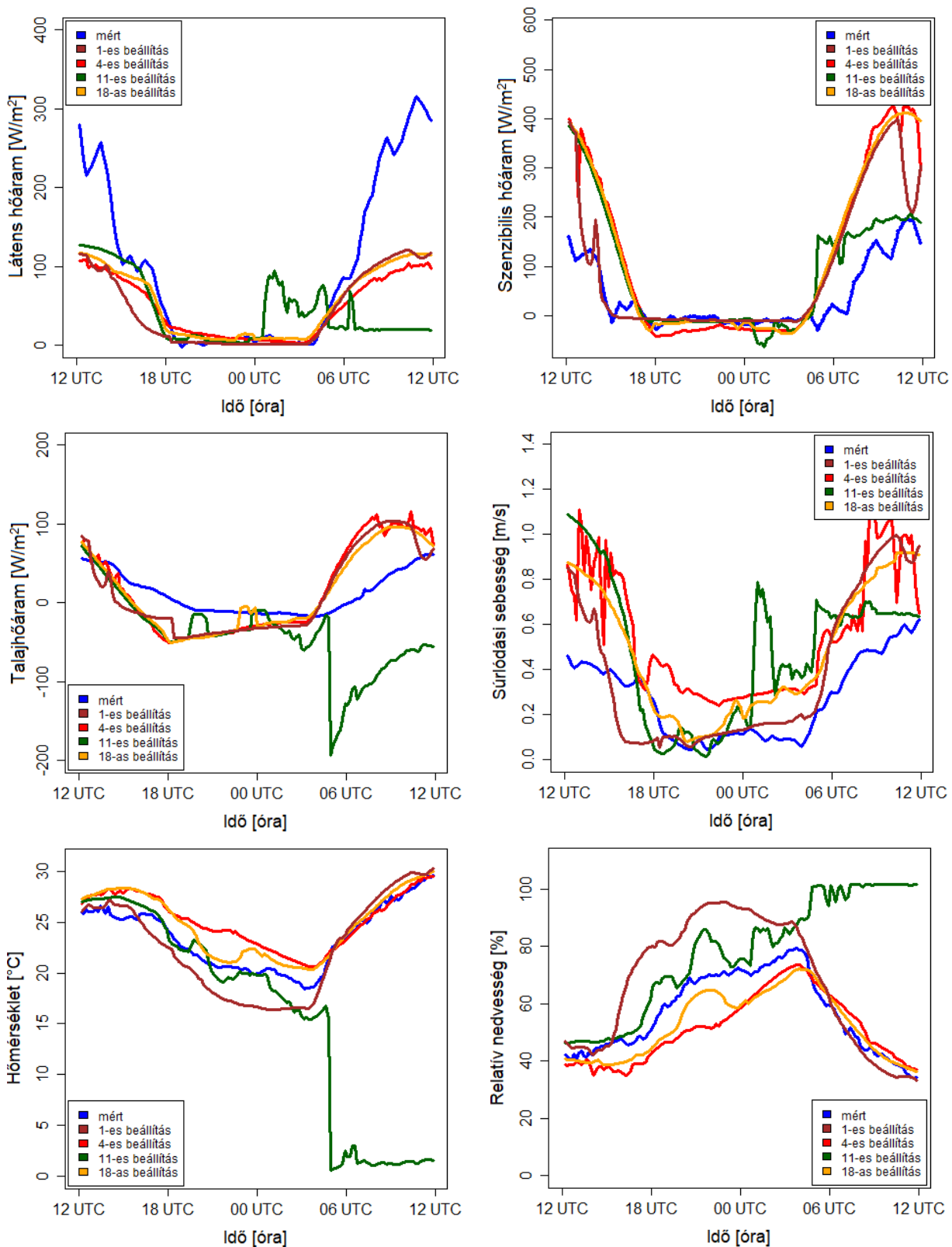


*16. ábra: A július 16. 20:00 időponti szenibilis hőáram területi eloszlása 4-es PBL/SFC beállítással,  $\approx 1$  km-es rácstávolsággal*

Három domain segítségével készültek a modellfutások. A külső domain 10 km-es horizontális rácsfelbontással fedte le a Kárpát-medencét, ebbe ágyaztunk egy közel  $270 \times 270$  km<sup>2</sup> területű, 3,333 km-es felbontású domaint Szegeddel a központban. Majd ennek középső részébe került egy közel  $100 \times 100$  km<sup>2</sup>-es terület 1,111 km felbontással. Közülük az utóbbi kettő eredményeit vizsgáltuk. A **16. ábrán** a július 16. 20:00 UTC-re vonatkozó szenzibilis hőáram látható ezen a területen. Itt a 4-es beállítást használtuk. A bejelölt pont a mérések, vertikális elemzések helyét mutatja. Az ábrán megfigyelhető, hogy a szenzibilis hőáram értéke jelentősen függ a felszínborítástól és a talajtextúrától. Este a magasabb szenzibilis hőáram lakott területeken tapasztalható. A vizsgált ponton a szárazföldi termőföld és legelő típusú felszínborítás miatt alacsonyabb az érték. Ennek napi menete a **17. ábrán** látható. Az 1-es, 4-es, 11-es és 18-as PBL/SFC beállításokat különböző színű görbék jelölik. Azért ezekre a beállításokra esett a választásunk, mert az oszlopmodell esetében valamiben kiemelkedőek voltak, illetve a 18-as beállítás reprezentálja az átlagos teljesítményű beállításokat, ez a szakirodalomban is gyakran használt. A szenzibilis hőáramot jelentősen felül, a látens hőáramot pedig alulbecslik a nappali órákban. A talajhőáramban az oszlopmodellhez hasonló görbét kaptunk, ezt a Noah-MP felszínmodell határozza meg. A súrlódási sebességben semmi kapcsolat nem látható a beállítások között. Ezt az SFC séma számítja. Bár a 11-es és 18-as beállítás ugyanazt, a Monin–Obukhov (Janjić) sémát (2) használja, a 11-esben fellépő instabilitás miatt ezek is erősen különböznek. A hőmérséklet-előrejelzés a reggeli órától kezdődően a legpontosabb. A minimum-hőmérsékletet az oszlopmodelltől eltérően a 3-dimenziós modell nem jól közelítette. A 4-es és 18-as szimulációk relatív nedvesség értékei kellően pontosak és jól követik a napi menetet.

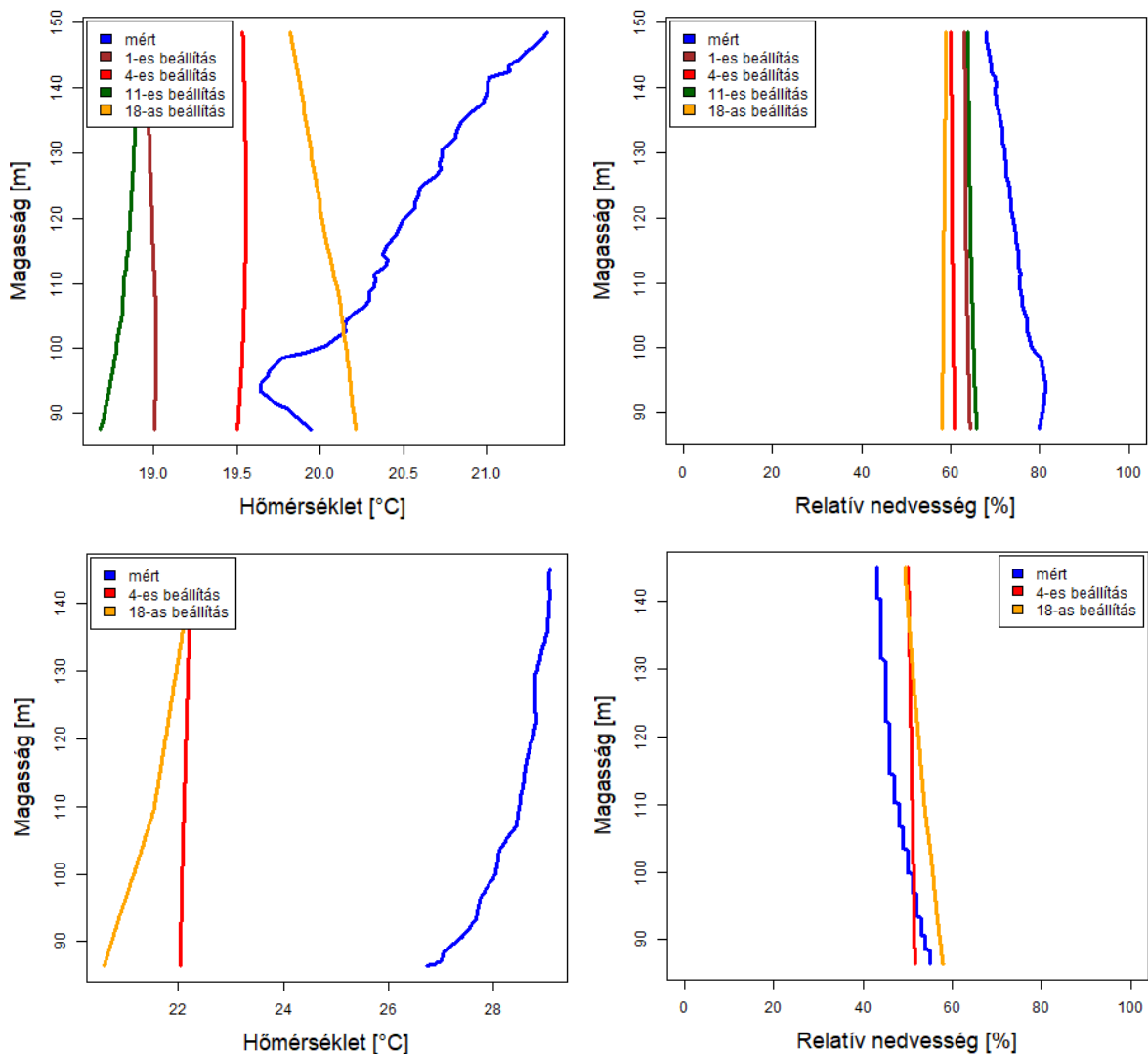
A 11-es beállítás hajnalban instabillá vált, ez minden vizsgált változóban visszaköszön. A talajhőáram értéke drasztikusan lecsökkent, a levegő telített lett és 0 °C közeli. Ez a beállítás az oszlopmodell használatakor is vált instabillá, de ilyen mértékű hőmérsékletcsökkenést nem mutatott. Vélhetően a stabilitási kritériumot nem teljesítette a modell, hiszen a sűrű horizontális és vertikális felbontáshoz nagyon kicsi számítási időlépcső szükséges.

Elmondható, hogy ami az oszlopmodellel szépen működik, a 3-dimenziós WRF modellbe nem ültethető át egyszerűen. A hasonló eredményhez nem elég a hasonló felbontás és beállítások, ennél több tényezőtől függ, a légkör 3-dimenziós dinamikája nagyban befolyásolja. Így a kutatás eredménye továbbra is lokális, nem sikerült regionális léptékbe helyezni.



**17. ábra:** A GFS-ből indított 00 UTC-s modellfutások látens hőáram, a szenzibilis hőáram, a talajhőáram, a súrlódási sebesség, a 2 méteren mért hőmérséklet és relatív nedvesség értékeinek napi menete július 14. 12 UTC és július 15. 12 UTC között

A **18. ábrán** mindkét vizsgált éjszaka egy-egy felszállását láthatjuk az ismertetett beállításokkal. A hőmérsékletben a 14–15-ei éjszakán viszonylag kicsi a hiba, de a gradiense drasztikusan eltér a mérésétől. A sűrű vertikális felbontás ellenére az értékek közel állandók a magassággal a felszínközeli rétegben. A legrosszabb meredekségű görbét a 18-as PBL/SFC beállítás adta. Ellenben a 16–17-ei éjszakán ez a beállítás a valósághűbb, miközben hibája nagyobb, több, mint 2 °C. Ennek oka abban rejlik, hogy a séma a rétegződés stabilitását az egész oszlopra dönti el, nem tudja az alsó szintű labilitást és fölötte a stabilitást külön kezelni. A korábbi napon történt szimuláció még nem mutat stabil rétegződést, csak pár órával később stabilizálódik, ezért mutat még rossz meredekséget. A relatív nedvesség felszínközeli előrejelzése elfogadhatóan pontos lett.



**18. ábra:** A július 15. 00:00-kor készült mérések és erre az időpontra vonatkozó július 14. 00 UTC-s modellfutások (fent) és a július 16. 19:20-ra vonatkozó mérések és 00 UTC-s modellfutások (lent) hőmérséklet és relatív nedvesség profiljai a felszínközeli rétegben, rsf3 beállítással, 3-dimenziós WRF modellel

## 8. Összefoglalás

Kutatásunk célja volt megvizsgálni, hogy az éjszakai stabil határreteg jellemzőit melyik WRF modellben megtalálható planetáris határreteg séma, illetve felszínközeli réteg séma közelíti a legjobban. A WRF-ben elérhető különböző sémák validációját a PABLS'15 mérési kampány adataival végeztük el. Összesen 26 különböző sémakombinációval futtattuk le a WRF oszlopmodellt több időpontban és kétféle kezdeti értékkel indítva, majd ezek előrejelzéseit tanulmányoztunk. Meteorológiai változók vertikális profiljait és fluxusok napi meneteit is vizsgáltuk. Eredményeink alapján elmondható, hogy a különböző planetáris határreteg és felszínközeli réteg sémák a modellezett meteorológiai változótól függően teljesítettek jobban vagy kevésbé jól. A beállítások a PBL sémától függően csoportokba rendeződnek, tehát a megfelelő PBL séma választása a meghatározó. Az SFC sémában való különbség a 6-os PBL sémánál szembeűnő, az ide tartozók közül kilóg a Monin–Obukhov (Janjić) SFC sémát (2) használó 11-es beállítás. A fellépő instabilitásokat az időlépcső csökkentésével kiküszöböltük. Az összes futás a látens hőáramot alul, a szenibilis hőáramot felülbecsülte, tehát a modell a valóságnál kisebb párolgást adott. A hőáramok előrejelzését Noah-MP felszínsema beállításokkal módosítottuk, az rsf3 beállítás bizonyult a lefontosabbnak. Ezzel a beállítással a hőáramok előrejelzése pontosabb lett, és a profilok is jobb eredményt mutatnak, a hőmérséklet-előrejelzés körülbelül 1 °C-ot, a relatív nedvesség pedig 5–15%-ot javult. A talajhőáram számítása egyik esetben sem volt megfelelő, mely további vizsgálatokat igényel. Az oszlopmodell segítségével csak lokális eredményt értünk el, eredményünk regionális modellbe illesztése összetett feladat. A háromdimenziós WRF modellel hasonló felbontás és beállítások segítségével nem sikerült elérni a kívánt eredményt. Az advekción megjelenésével az alsó határreteg teljesen homogenizálódott, parametризációtól függetlenül. A validációs vizsgálatunk alapján adott lett, hogy az éjszakai stabil határreteg modellezéséhez milyen parametризációk alkalmasabbak.

További kutatási lehetőség a felszínközeli rétegben zajló turbulens folyamatok modellezésének fejlesztésében rejlik. A sémák előrejelzéseinek tévedéseiből következtethetünk a sémában rejlő parametризációs hibákra. Ezek megkeresése és javítása a WRF modellben a további kutatási előrelépés lenne.

## **9. Köszönetnyilvánítás**

Hálásan köszönöm az elmúlt évek odaadó segítségét témavezetőmnek, dr. Breuer Hajnalkának. Kitartó és lelkiismeretes munkája és a folyamatos konzultálási lehetőség biztosítása nélkülözhetetlen volt a dolgozat elkészüléséhez. Támogatása nagyban hozzájárult szakmai fejlődésemhez. Köszönöm továbbá a Weidinger Tamásnak és Tordai Ágostonnak a nagy mennyiségű mért adatot. A PABLS'15 mérési kampány tette lehetővé a dolgozatom elkészülését.

## Irodalomjegyzék

- Ács, F., Gyöngyösi, A. Z., Breuer, H., Horváth, Á., Mona, T., Rajkai, K., 2014: Sensitivity of WRF-simulated planetary boundary layer height to land cover and soil changes. *Meteorologische Zeitschrift*, 23, 279–293.
- Angevine, W. M., 2015: Single-column physics modeling adventures with WRF SCM. 16th Annual WRF Users' Workshop, presentation, 14 p.
- Arya, S. P., 1988: Introduction to Micrometeorology. Academic Press, San Diego, 307 p.
- Baas, P., Bosveld, F. C., Lenderink, G., van Meijgaard, E., Holtslag, A. A. M., 2010: How to design single-column model experiments for comparison with observed nocturnal low-level jets. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 136, 671–684.
- Banks, R. F., Tiana-Alsina, J., Baldasano, J. M., Rocadenbosch, F., Papayannis, A., Solomos, S., Tzani, C. G., 2016: Sensitivity of boundary-layer variables to PBL schemes in the WRF model based on surface meteorological observations, lidar, and radiosondes during the Hygra-CD campaign. *Atmospheric Research*, 176–177, 185–201.
- Beljaars, A. C. M., 1994: The parameterization of surface fluxes in large-scale models under free convection. *Q. J. R. Meteor. Soc.*, 121, 255–270.
- Bianco, L., 2008: Surface layer parameterization in WRF. ATOC 7500: Mesoscale Meteorological Modeling, presentation, 23 p.
- Blackadar, A. K., 1976: Modeling the nocturnal boundary layer. Preprints, Third Symp. on Atmospheric Turbulence and Air Quality, Raleigh, NC, Amer. Meteor. Soc., 46–49.
- Bottyán, Z., Gyöngyösi, A. Z., Wantuch, F., Tuba, Z., Kurunczi, R., Kardos, P., Istenes, Z., Weidinger, T., Hadobács, K., Szabó, Z., Balczó, M., Varga, Á., Bíró Kircsi, A., Horváth, Gy., 2015: Measuring and modeling of hazardous weather phenomena to aviation using the Hungarian Unmanned Meteorological Aircraft System (HUMAS). *Időjárás*, 119(3), 307–335.
- Bretherton, C. S., Park, S., 2009: A New Moist Turbulence Parameterization in the Community Atmosphere Model. *Journal of Climate*, 22, 3422–3448.
- Breuer, H., Ács, F., Horváth, Á., Németh, P., Rajkai, K., 2014: Diurnal course analysis of the WRF-simulated and observation based planetary boundary layer height. *Advances in Science and Research*, 11, 83–88.
- Chen, F., Dudhia, J., 2001: Coupling an advanced land surface – hydrology model with the Penn State – NCAR MM5 modeling system. Part I. Model implementation and sensitivity. *Monthly Weather Review*, 129, 569–585.
- Cheng, Y., Brutsaert, W., 2005: Flux-profile relationships for wind speed and temperature in the stable atmospheric boundary layer. *Bound.-Layer Meteorol.*, 114, 519–538.
- Cuxart, J., Weidinger, T., Wrenger, B., Jimenez, M. A., Simo, G., Gomila, G., Warmers, H., Gyöngyösi, A. Z., Istenes, Z., Bottyan, Z., Tatrai, D., Kiss, M., Jozsa, J., 2014: Joint Surface Budget Station, Tethered Balloon and RPAS Campaign SEABREEZE13 and PABLS13. ISARRA 2014, Odense, Dánia, presentation, 27 p.
- Cuxart, J., Yagüe, C., Morales, G. et al., 2000: Stable Atmospheric Boundary-Layer Experiment in Spain (SABLES 98): A Report. *Boundary-Layer Meteorology*, 96, 337–370.



- Fairall, C. W., Bradley, E. F., Rogers, D. P., Edson, J. B., Young, G. S., 1996: Bulk parameterization of air-sea fluxes for Tropical Ocean Global Atmosphere Coupled-Ocean Atmosphere Response Experiment. *J. Geophys. Res.* 101(C2), 3747–3764.
- Garratt, J. R., 1992: *The atmospheric boundary layer*. Cambridge University Press, Cambridge, 316 p.
- Ghan, S., Randall, D., Xu, K. M., Cederwall, R., Gripe, D., Hack, J., Iacobellis, S., Klein, S., Krueger, S., Lohmann, U., Pedretti, J., Robock, A., Rotstajn, L., Somerville, R., Stenchikov, G., Sud, Y., Walker, G., Xie, S., Yio, J., Zhang, M., 2000: A comparison of single column model simulations of summertime midlatitude continental convection. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 105(D2), 2091–2124.
- Ghonima, M. S., Yang, H., Kim, C. K., Heus, T., Kleissl, J., 2017: Evaluation of WRF SCM simulations of stratocumulus-topped marine and coastal boundary layers and improvements to turbulence and entrainment parameterizations. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 9, 2635–2653.
- Gilliam, R., Pleim, J., Xiu, A., 2007: Implementation of the Pleim-Xiu Land Surface Model and Asymmetric Convective Model in the WRF Model. *Extended Abstracts, Eighth WRF Users' Workshop*, Boulder, CO, NCAR, 5.7., 4 p.
- Grell, G. A., Dudhia, J., Stauffer, D. R., 1994: A description of the fifth-generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5). *NCAR Tech. Note NCAR/TN-398+STR*, 117 p.
- He, J. J., Yu, Y., Yu, L., Yin, C., Liu, N., Zhao, S., Chen, X., 2016: Effect of soil texture and hydraulic parameters on WRF simulations in summer in East China. *Atmospheric Science Letters*, 17, 538–547.
- Holtlag, A. A. M., Svensson, G., Baas, P., Basu, S., Beare, B., Beljaars, A. C. M., Bosveld, F. C., Cuxart, J., Lindvall, J., Steeneveld, G. J., Tjernström, M., Van De Wiel B. J. H., 2013: Stable Atmospheric Boundary Layers and Diurnal Cycles. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 94, 1691–1706.
- Hong, S.-Y., Noh, Y., Dudhia, J., 2006: A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Monthly Weather Review.*, 134, 2318–2341.
- Hong, S.-Y., Pan, H.-L., 1996: Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model. *Monthly Weather Review*, 124, 2322–2339.
- Hu, X.-M., Nielsen-Gammon, J. W., Zhang, F., 2010: Evaluation of Three Planetary Boundary Layer Schemes in the WRF Model. *J. Appl. Meteor. and Clim.*, 49, 1831–1844.
- Izumi, Y., 1971: Kansas 1968 field program data report. *Tech. Rep. Environmental Research Paper 379*, Air Force Cambridge Research Laboratories, Bedford, MA, USA, 86 p.
- Janjić, Z. I., 2001: Nonsingular implementation of the Mellor–Yamada level 2.5 scheme in the NCEP meso model. *Office Note 437*, 1–61.
- Jiménez, P. A., Dudhia, J., González-Rouco, J. F., Navarro, J., Montávez, J. P., García-Bustamante, E., 2012: A revised scheme for the WRF surface layer formulation. *Monthly Weather Review*, 140 (3), 898–918.
- Kaufman, L., Rousseeuw, P. J., 1990: *Finding Groups in Data: An Introduction to Cluster Analysis*. Wiley, New York, 342 p.
- Lenderink, G., Siebesma, A. P., Cheinet, S., Irons, S., Jones, C. G., Marquet, P., Müller, F., Olmeda, D., Calvo, J., Sánchez, E., Soares, P. M. M., 2004: The diurnal cycle of shallow cumulus

- clouds over land: A single-column model intercomparison study. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 130, 3339–3364.
- Lenschow, D. H., Li, X. S., Zhu, C.-J., Stankov, B. B., 1988: The stably stratified boundary layer over the Great Plains. I. Mean and turbulent structure. *Bound.-Layer Meteor.*, 42, 95–121.
- Lothon, M., Lohou, F., Pino, D., Couvreux, F., Pardyjak, E. R., Reuder, J. et al., 2014: The BLLAST field experiment: Boundary-Layer Late Afternoon and Sunset Turbulence. *Atmos. Chem. Phys.*, 14, 10931–10960.
- Mahrt, L., Ek, M., 1984: The influence of atmospheric stability on potential evaporation. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 23, 222–234.
- Makó, A., Tóth, B., 2008: MARTHA: az első részletes talajfizikai adatbázis Magyarországon. *Agronapló*, 2008/3, 46–47.
- Makó, A., Tóth, B., Hernádi, H., Farkas, Cs., Marth, P., 2011: A MARTHA adatbázis alkalmazása a hazai talajok víztartó képesség becslésének pontosítására. *Talajvédelem, Különszám*, 51–58.
- Melgarejo, J. W., Deardorff, J. W., 1974: Stability functions for the boundary layer resistance laws based upon observed boundary layer heights. *J. Atmos. Sci.*, 31, 1324–1333.
- Monin, A. S., Obukhov, A. M., 1954: Basic turbulence mixing laws in the atmospheric surface layer. *Tr. Inst. Theor. Geofiz, Akad. Nauk, SSSR*, 24, 163–187 (Angol fordítás elérhető: V. N. Bespalyyi, Ed., 2001: *Turbulence and Atmospheric Dynamics*, J. L. Lumley, 164–194.)
- Nagy, B., Kovács, J., Mari, L., Ignéczi, Á., Szalai, Z., Timár, G., 2016: A krioszféra peremén: az aktív réteg vizsgálata az Ojos del Salado magashegyi sivatagában (Száráz-Andok, Chile). *Egyetemi Meteorológiai Füzetek*, 27, 112–118.
- Nakanishi, M., 2001: Improvement of the Mellor-Yamada Turbulence Closure Model based on large-eddy simulation data. *Boundary-Layer Meteor.*, 99, 349–378.
- Nakanishi, M., Niino, H., 2004: An improved Mellor-Yamada level-3 model with condensation physics: its design and verification. *Boundary-Layer Meteor.*, 112, 1–31.
- Nilsson, E., Lohou, F., Lothon, M., Pardyjak, E., Mahrt, L., Darbieu, C., 2016: Turbulence kinetic energy budget during the afternoon transition – Part 1: Observed surface TKE budget and boundary layer description for 10 intensive observation period days. *Atmos. Chem. Phys.*, 16, 8849–8872.
- Niu, G.-Y., Yang, Z.-L., 2004: The effects of canopy processes on snow surface energy and mass balances. *J. Geophys. Res.*, 109, D23111, 15 p.
- Niu, G.-Y., Yang, Z.-L., Mitchell, K. E., Chen, F., Ek, M. B., Barlage, M., Kumar, A., Manning, K., Niyogi, D., Rosere, E., Tewari, M., Xia, Y., 2011: The community Noah land surface model with multiparameterization options (Noah-MP): 1. Model description and evaluation with local-scale measurements. *J. Geophys. Res.*, 116, D12109, 19 p.
- Pan, H.-L., Mahrt, L., 1987: Interaction between soil hydrology and boundary-layer development. *Boundary Layer Meteorology*, 38, 185–202.
- Penman, H. L., 1948: Natural evaporation from open water, bare soil, and grass. *Proc. Roy. Soc. London*, A193, 120–195.
- Pichugina, Y. L., Banta, R. M., 2010: Stable boundary-layer depth from high-resolution measurements of the mean wind profile. *J. Appl. Meteor. and Clim.*, 49, 20–35.

- Pleim, J. E., 2006: A simple, efficient solution of flux-profile relationships in the atmospheric surface layer. *J. Appl. Meteor. and Clim.*, 45, 341–347.
- Pleim, J. E., 2007: A Combined Local and Nonlocal Closure Model for the Atmospheric Boundary Layer. Part I: Model Description and Testing. *J. Appl. Meteor. and Clim.*, 46, 1383–1395.
- Pogány, A., Weidinger, T., Bozóki, Z., Mohácsi, Á., Bieńkowski, J., Józefczik, D., Eredics, A., Bordás, Á., Gyöngyösi, A. Z., Horváth, L., Szabó, G., 2012: Application of a novel photoacoustic instrument for ammonia concentration and flux monitoring above agricultural landscape – results of a field measurement campaign in Choryń, Poland. *Időjárás*, 116, 93–107.
- Poulos, G. S., Blumen, W., Fritts, D. C., Lundquist, J. K., Sun, J., Burns, S. P., Nappo, C., Banta, R., Newsom, R., Cuxart, J., Terradellas, E., Balsley, B. B., Jensen, M., 2002: CASES-99: A comprehensive investigation of the stable nocturnal boundary layer. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 83, 555–581.
- Rákóczi, F., 1988: A planetáris határréteg. Tankönyvkiadó, Budapest, 188 p.
- Rodi, W., 1980: Turbulence Models and Their Application in Hydraulics. Tech. Rep. Int. Assoc. for Hydraul. Res., Delft, Netherlands, 104 p.
- Sakaguchi, K., Zeng, X., 2009: Effects of soil wetness, plant litter, and under-canopy atmospheric stability on ground evaporation in the Community Land Model (CLM3.5). *J. Geophys. Res. Atmospheres*, 114, 12 p.
- Sellers, P. J., Heiser, M. D., Hall, F. G., 1992: Relations Between Surface Conductance and Spectral Vegetation Indices at Intermediate (100 m<sup>2</sup> to 15 km<sup>2</sup>) Length Scales. *J. Geophys. Res.*, 97 (D17), 19033–19059.
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Duda, M. G., Huang, X., Wang, W., Powers, J. G., 2008: A Description of the Advanced Research WRF Version 3. NCAR Technical Note, 1–113.
- Steenefeld, G. J., van de Wiel, B. J. H., Holtslag, A. A. M., 2006: Modeling the Evolution of the Atmospheric Boundary Layer Coupled to the Land Surface for Three Contrasting Nights in CASES-99. *J. Atmos. Sci.*, 63, 920–935.
- Stull, R. B., 1988: An introduction to Boundary Layer Meteorology. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 670 p.
- Sukoriansky, S., Galperin, B., Perov, V., 2005: Application of a new spectral theory of stably stratified turbulence to the atmospheric boundary layer over sea ice. *Boundary-Layer Meteorology*, 117, 231–257.
- Tastula, E.-M., Galperin, B., Sukoriansky, S., Luhar, A., Anderson, P., 2015: The importance of surface layer parameterization in modeling of stable atmospheric boundary layers. *Atmos. Sci. Lett.*, 16, 83–88.
- Tong, D., Lee, P., Ngan, F., Pan, L., 2013: Investigation of surface layer parameterization of the WRF model and its impact on the observed nocturnal wind speed bias: Period of investigation focuses on the Second Texas Air Quality Study (TexAQS II) in 2006. AQRP PROJECT 13-TN1, 35 p.
- Tordai, Á. V., 2016: Mikrometeorológiai mérőrendszer kialakítása és alkalmazása síkvidéki, magashegyi és barlangi körülmények között. TDK dolgozat, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest, 50 p.

- Vickers, D., Mahrt, L., 2004: Evaluating Formulations of Stable Boundary Layer Height. *J. Appl. Meteor.*, 43, 1736–1749.
- Vignon, E., van de Wiel, B. J. H., van Hooijdonk, I. G. S., Genthon, C., van der Linden, S. J. A., van Hooft, J. A., Baas, P., Maurel, W., Traullé, O., Casasanta, G., 2017: Stable boundary-layer regimes at Dome C, Antarctica: observation and analysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 143, 1241–1253.
- Virág, Sz. (Németh, R.), 2016: Az intercepció és az infiltráció hatásának vizsgálata talajnedvesség modellben. Szakdolgozat, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest, 37 p.
- Virág, Sz., Breuer, H., 2017: A WRF oszlopmodell különböző felszínközeli réteg parametrizációinak validálása a PABLS mérésekkel. *Dimenziók*, 5, 19–24.
- Wang, W., Shen, X., Huang, W., 2016: A Comparison of Boundary-Layer Characteristics Simulated Using Different Parametrization Schemes. *Boundary-Layer Meteorology*, 161, 375–403.
- Weidinger, T., Ács, F., Mészáros, R., Barcza, Z., 1999: Energy budget components in a forest clearcut: analysis of measurements results. *Időjárás*, 103, 145–160.
- Weidinger, T., Nagy, B., Mádlné, Sz. J., Bodor, P., Salavec, P., Tordai, Á., 2016: Terepi mérések a Gellért-hegy belsejéről a Száraz-Andokig – Kutatási és operatív feladatok meteorológusként. *Egyetemi Meteorológiai füzetek*, 27, 162–172.
- Weidinger, T., Salavecz, P., Bíróné Kircsi, A., Bordás, Á., Bottyán, Zs., Bozóki, Z., Cuxart, R. J., Gyöngyösi, A. Z., Horváth, Gy., Istenes, Z., Józsa, J., Nagy, Z., Simó, D. G., Szabó, Z. A., Torma, P., Tordai, Á. V., Wrenger, B., 2017: PABLS'13 és PABLS'15: Határréteg-mérési program Szegeden. *Bányászat és környezet harmóniában tanulmánykötet*, 95–100.
- Zeyaeyan, S., Fattahi, E., Ranjbar, A., Azadi, M., Vazifedoust, M., 2017: Evaluating the Effect of Physics Schemes in WRF Simulations of Summer Rainfall in North West Iran. *Climate*, 5, 48, 17 p.
- Zhang, D., Anthes, R. A., 1982: A high-resolution model of the planetary boundary layer – Sensitivity tests and comparisons with SEASAME-79 data. *J. Appl. Meteor.*, 21, 1594–1609.
- Zilitinkevich, S. S., 1995: Non-local turbulent transport: pollution dispersion aspects of coherent structure of convective flows. *Air Pollution III – Volume I. Air Pollution Theory and Simulation*. (Eds. H. Power, N. Moussiopoulos and C.A. Brebbia), Computational Mechanics Publications, Southampton Boston, 53–60.

[1 – AMS Glossary]

<http://glossary.ametsoc.org/>