

**Bordás Árpád<sup>1</sup> – Weidinger Tamás<sup>2</sup> – Gyöngyösi András Zénó<sup>3</sup> –  
Bottyán Zsolt<sup>4</sup> – Istenes Zoltán<sup>5</sup>**

## **A PLANETÁRIS HATÁRRÉTEG SZERKEZETÉNEK VIZSGÁLATA 1D MODELL SEGÍTSÉGÉVEL<sup>6</sup>**

*A planetáris határréteg (PHR) szerkezetének megismerése és az itt lejátszódó turbulens keveredési folyamatok leírása meghatározó szerepet játszik a meteorológiai modellek fejlesztésében. A határréteg-kutatás fontos eszközei az 1D vertikális modellek, amelyek segítségével tanulmányozható a határréteg szerkezete, napi menete, s ellenőrizhetők a különböző parametrizációs eljárások, turbulencia-modellek. Munkánk célja egy olyan 1D PHR-modell bemutatása, amely a turbulens keveredési folyamatokat kombinált (lokális és nemlokális) keveredési modell segítségével szimulálja. Kitérünk a modelleredmények lehetséges repülésmeteorológiai alkalmazási lehetőségeire is.*

### **INVESTIGATION OF THE PLANETARY BOUNDARY LAYER STRUCTURE USING 1D MODEL**

*Investigation of the structure of the planetary boundary layer (PBL) and description of the turbulent mixing processes in this layer play important role in development of meteorological models. 1D vertical boundary layer models are comprehensive enough to describe structure of the boundary layer, simulate turbulent mixing processes and compare different parameterization processes. The aim of our study is to represent a so called combined 1D boundary layer model which simulates small scale (local) and large scale (nonlocal) processes simultaneously. Possible applications of the model in aviation meteorology are also discussed.*

## **BEVEZETÉS**

Planetáris határrétegnek (PHR) a troposzféra alsó (0,1–3 km-es) részét nevezzük, ahol a felszín, mint mechanikus és termikus kényszer hatása érvényesül. Az elnevezésben a planetáris szó arra utal, hogy minden szilárd (vagy folyékony) felszínnel és légkörrel rendelkező égitest felszínközeli folyamatai hasonló fizikai törvények segítségével írhatóak le. A PHR az emberi tevékenység szintere, itt kezdődik és itt zárul a légköri nyomanyagok ciklusa, valamint itt található a szennyezőanyag-források majdnem teljes egésze [1].

A PHR repülésmeteorológiai szempontból is kiemelten fontos. Gondoljunk csak a fel- és a leszállás során kialakuló kritikus helyzetekre (oldalszél, szélnyírás, turbulencia, látótávolság csökkenés, köd, hidrometeorok hatása stb.). A 3D numerikus modellek és a belőlük készített speciális előrejelzések, modell output statisztikák a repülésmeteorológia napi eszközeivé váltak [2][3].

---

<sup>1</sup> fizikus, ELTE Meteorológiai Tanszék, [abordas@caesar.elte.hu](mailto:abordas@caesar.elte.hu)

<sup>2</sup> egyetemi docens, ELTE Meteorológiai Tanszék, [weidi@caesar.elte.hu](mailto:weidi@caesar.elte.hu)

<sup>3</sup> meteorológus, ELTE Meteorológiai Tanszék, [zeno@nimbus.elte.hu](mailto:zeno@nimbus.elte.hu)

<sup>4</sup> százados, egyetemi docens, NKE Katonai Repülő Tanszék, [bottyán.zsolt@uni-nke.hu](mailto:bottyán.zsolt@uni-nke.hu)

<sup>5</sup> tanszékvezető egyetemi docens, ELTE Informatikai Kar, Programozáselmélet és Szoftvertchnológiai Tanszék, [istenes@inf.elte.hu](mailto:istenes@inf.elte.hu)

<sup>6</sup> Lektorálta: Bíró Dr. Kircsi Andrea, egyetemi adjunktus, Debreceni Egyetem Meteorológiai Tanszék, [kircsi.andrea@science.unideb.hu](mailto:kircsi.andrea@science.unideb.hu)

A repülőgépek, legyenek azok személyzettel ellátottak, vagy pilóta nélküliek (UAV-k) egyúttal a határréteg mérések (állapothatározók, profilok, turbulens fluxusok) fontos eszközei [4][5], de felhasználhatók a katonai meteorológiai támogatás során is, pl. időjárás felderítésre [6][7]. Másrészt, a fent említett repülő eszközök meteorológiai támogatása is rendkívül fontos a repülés biztonsága szempontjából, hiszen a PHR-ben történő repülési fázisok alatt következik be a legtöbb repülő baleset. Különösen problematikus az UAV-k meteorológiai támogatása, hiszen ezeknél az eszközöknél nincs lehetőség a fedélzeten történő emberi döntéseken alapuló cselekedetekre, és nem rendelkeznek pl. fedélzeti jégtelenítő berendezéssel sem. Ugyanakkor, szerkezetük kialakítása miatt különösen érzékenyek a PHR-ben előforduló turbulenciára, szél-lökésekre és a jegesedésre [8]. Több UAV, mint pl. az ELBIT cég Skylark-I-LE típusa (ez a pilóta nélküli repülőgép a Magyar Honvédségben rendszeresített eszköz) nem alkalmas csapadékban és/vagy felhőben történő repülésre, így különösen fontos, hogy ilyen meteorológiai viszonyok között ne is használják. Nyilvánvaló tehát, hogy a PHR pontos modellezése repülés-meteorológiai szempontból is elsődleges fontosságú feladat és a meteorológiai támogatás alapját képezi, ugyanakkor az említett támogatást már a repülési feladatok előzetes tervezésénél fontos lenne alkalmazni! Ezért is gondolunk a PHR modellezésére, mint kiemelten fontos feladatra az UAV-k komplex meteorológiai támogatásának fejlesztésekor.

Az egydimenziós (1D) PHR modellek alkalmasak (i) a határréteg mérések értelmezésére, (ii) a PHR napi menetének leírására, (iii) a turbulens kicserélődési folyamatok modellezésére, (iv) a szél, hőmérséklet, nedvesség és a nyomanyag profilok vizsgálatára. A 3D numerikus modellekben is kvázi 1D határréteg-modelleket használnak. Az egyes felszíni rácsponthoz felelő turbulens kicserélődési folyamatok csak az adott rácsfelület és a légoszlop állapotthatározóitól függenek. Az egymás melletti légoszlopokat csak az advektációs folyamatok kötik össze. E modellek alkalmazásával vizsgálható a turbulencia, a szélnyírás, illetve a PHR felső inverziós záró rétege is. Elemezhető a PHR térbeli szerkezete.

A PHR profiljait alkalmazzák a különböző repülés szimulációs modellekben is [7]. E széles felhasználói kör – a napi szinoptikus gyakorlattól az elméleti feladatokig – indokolja a cikk témaválasztását, az 1D PHR modellek szerkezetének bemutatását, a konvektív határréteg profiljainak vizsgálatát.

A PHR szerkezetét a felszínről induló turbulens örvények és a légkör stabilitási viszonyai alakítják. A turbulencia úgy tekinthető, mint a különböző méretű (a milliméterestől a kilométeres skáláig terjedő) örvények együttese, ami alapvetően nem lineáris jelenség. A turbulens áramlási folyamatok térben és időben is rendezetlenek, pontosabban a turbulens kicserélődés modellezésénél a horizontálisan homogén és izotróp turbulencia feltételezésével élünk.

Az 1D PHR modellek alapját a Reynolds-féle átlagértékeket tartalmazó, hidro-termodinamikai egyenletrendszer adja:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = f(v - v_g) - \frac{\partial(\overline{w'u'})}{\partial z}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -f(u - u_g) - \frac{\partial(\overline{w'v'})}{\partial z}, \quad (2)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial (\overline{w' \theta'})}{\partial z}, \quad (3)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} = - \frac{\partial (\overline{w' q'})}{\partial z}, \quad (4)$$

ahol  $u$  és  $v$  rendre az  $x$  irányú és  $y$  irányú szélkomponensek,  $u_g$  és  $v_g$  a két geosztrofikus szélkomponens,  $w$  a vertikális sebesség,  $z$  a magasság,  $\theta$  a potenciális hőmérséklet és  $q$  a specifikus nedvesség. A fenti egyenletrendszerben  $\overline{w'u'}$ ,  $\overline{w'v'}$ ,  $\overline{w'\theta'}$  és  $\overline{w'q'}$  az adott fizikai mennyiség másodrendű momentuma, vagy fluxusa – a vizsgált tulajdonság (impulzus, hő, nedvesség) felületegységen időegység alatti árama. A különböző 1D PHR modellek a másodrendű momentumok meghatározásában térnek el egymástól – más-más lezárási sémát alkalmaznak [9].

Az 1D PHR modelleket a turbulens keveredés parametrizálása alapján három csoportba sorolhatjuk. Ezek a lokális, a nemlokális és a kombinált (lokális és nemlokális) modellek.

- A lokális modellek a molekuláris diffúzió analógiáját követve a kis méretű örvények keverő hatását szimulálják, ezért alkalmazzák őket a stabilisan és neutrálisan rétegzett PHR szerkezetének leírására.
- A nemlokális modellek a határreteg labilis rétegződése esetén megjelenő nagy méretű (a vertikális rácsfelbontást meghaladó) örvények szállító jellegét hangsúlyozzák, elhanyagolva a kis méretű (rács alatti) örvények keverő mozgását.
- A kombinált parametrizációs eljárások igyekeznek ötvözni a lokális és a nemlokális modellek tulajdonságait. Alkalmazásukkal egyszerre szimulálható a PHR-ben jelenlévő kis méretű örvények keverő és a nagy méretű örvények szállító jellege.

Munkánk célja egy saját fejlesztésű kombinált határreteg-modell bemutatása, érzékenységi vizsgálata és a modell-verifikáció ismertetése. A modell-verifikációt egy mesterségesen generált adatsorral, valamint a határreteg kutatásban klasszikusnak számító Wangara-adatsorra támaszkodva végeztük el [10].

## A LOKÁLIS ÉS A NEMLOKÁLIS KEVEREDÉS ARÁNYA

Egyes, az elmúlt évtizedekben kifejlesztett, kombinált PHR modellek [11][12][13] a potenciális hőmérsékletre vonatkozó (3) egyenletet a következő formában oldják meg:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (\overline{w' \theta'}) = \frac{\partial}{\partial z} \left[ -K_h \left( \frac{\partial \theta}{\partial z} - \gamma_h \right) \right], \quad (5)$$

ahol  $K_h$  a turbulens diffúziós együttható,  $\gamma_h$  a nemlokális keveredést leíró tag, ami szintén hőmérsékleti gradiens dimenziójú. A fenti egyenlet alapján a lokális és a nemlokális keveredés aránya ( $R$ ):

$$R = \frac{K_h (\partial \theta / \partial z)}{K_h \gamma_h}. \quad (6)$$

A nemlokális keveredést leíró tagot a következő alakban adjuk meg [12]:

$$\gamma_h = \frac{aw_* (\overline{w'\theta'})_0}{w_m^2 h}, \quad (7)$$

ahol  $(\overline{w'\theta'})_0$  a felszíni potenciális hőmérsékleti áram,  $w_*$  a konvektív feláramlási sebesség,  $w_m = u_* \Phi_m^{-1}$  a vertikális sebesség skálaparamétere, ahol  $u_*$  a dinamikus sebesség és  $\Phi_m$  a momentumra vonatkozó univerzális függvény,  $h$  a határreteg-vastagsága,  $a$  félempirikus állandó. A képletben is szereplő felszíni szenzibilis hőáram a következő alakba írható [14]:

$$\rho c_p (\overline{w'\theta'})_0 = -\rho c_p k \frac{u_* z_s}{\Phi_h} \frac{\partial \theta}{\partial z}, \quad (8)$$

ahol  $\rho$  a levegő sűrűsége,  $c_p$  az állandó nyomáson vett fajhő,  $\Phi_h(z_s)$  a szenzibilis hőszállításra vonatkozó univerzális függvény és  $z_s = 0,1 h$  (ahol  $h$  a határreteg vastagsága). Itt feltételezzük, hogy a felszínközeli rétegben a turbulens áramok állandók. A konvektív feláramlási sebesség felírható a következő alakban is [14]:

$$w_* = u_* k^{-\frac{1}{3}} \left( -\frac{h}{L} \right)^{\frac{1}{3}}, \quad (9)$$

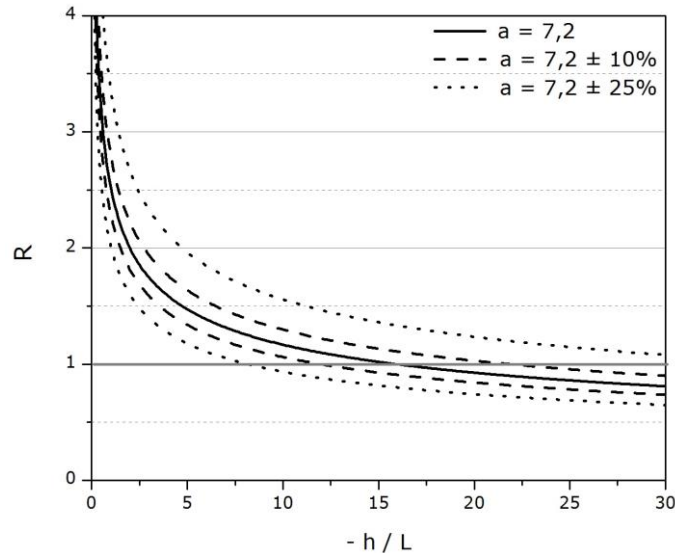
ahol  $k$  a Kármán állandó ( $k = 0,4$ ) és  $L$  a Monyin-Obuhov hossz, melynek alakja:

$$L = -\frac{u_*^3}{\beta k (\overline{w'\theta'})_0}, \quad (10)$$

ahol  $\beta = \frac{g}{\Theta}$  a stabilitási paraméter,  $g$  a nehézségi gyorsulás. Az (5)–(10) egyenletek alapján felírható a lokális és a nemlokális keveredés aránya is:

$$R = \left[ 0,1 \cdot a k^{\frac{2}{3}} \left( -\frac{h}{L} \right)^{\frac{1}{3}} \frac{\Phi_m^2}{\Phi_h} \right]^{-1}. \quad (11)$$

Az 1. ábrán látható, hogy hogyan változik a lokális és a nemlokális keveredés aránya ( $R$ ) a  $(-h/L)$  stabilitási indikátor függvényében.



1. ábra A lokális és a nemlokális keveredés aránya ( $R$ ) a PHR magasság ( $h$ ) és a Monyin-Obuhov hossz ( $L$ ) hányadosának ( $-h/L$ ) a függvényében különböző  $a$  félempirikus állandók alkalmazásával.

Az  $a$  félempirikus állandó alap értéke  $a = 7,2$  [12]. Az 1D PHR modellben a Dyer-féle univerzális függvényeket alkalmazzuk [15]. Labilis esetben a momentumra ( $\Phi_m$ ) és a szenzibilis hőáramra ( $\Phi_h$ ) vonatkozó univerzális függvények hányadosára teljesül, hogy  $\Phi_m^2 / \Phi_h = 1$ . Ez azt jelenti, hogy a gradiens Richardson-szám ( $Ri$ ) és a dimenzió nélküli magasság ( $\zeta = z/L$ ) egyenesen arányosak. Az  $R$  arányszám függ az  $a$  félempirikus állandó választásától. A következő lépésben ennek az érzékenységi vizsgálatát mutatjuk be az  $a$  félempirikus állandó 10 és 25%-kal történő megváltoztatásával (1. ábra). Indifferenshez közeli helyzetekben ( $L \rightarrow 0$ ) a lokális keveredés a meghatározó, míg erősen labilis rétegződésben a nem lokális (konvekcióból származó) tulajdonságszállítás válik döntővé:  $a$  értékének növekedésével  $R$  értéke csökken, vagyis a nemlokális keveredési folyamatok hatása növekszik. A 25%-kal kisebb  $a$  esetén  $R$  értéke a teljes tartományban 1 feletti lesz, vagyis kis súllyal szerepel csak a nemlokális keveredés. A labilitás erősödésével az  $a$  megadásában rejlő bizonytalanság egyre kisebb relatív hibát okoz  $R$  meghatározásában. Az  $R$  arány egyik esetben sem csökken 0,65 alá, még extrém labilis esetben sem ( $-h/L = 30$ ).

## AZ 1D HATÁRRÉTEG MODELL ISMERTETÉSE

Az 1D PHR modellt három lépésben mutatjuk be. Először a turbulens keveredést szimuláló almodellel foglalkozunk, ezt követően a keveredést befolyásoló együtthatók meghatározásáról lesz szó, végezetül a határréteg vastagság becslését mutatjuk be.

### A keveredési almodell

Stabilis és neutrális rétegződés esetén a már említett lokális turbulens diffúziós modell alkalmazásával ( $K$ -elmélet) írjuk le a határrétegben lejátszódó keveredési folyamatokat. Labilis esetben egy olyan keveredési modellt alkalmazunk, amely a lokális diffúziós- és az úgynevezett Blackadar-féle (nemlokális) keveredési modell házasításával jött létre [16]. Ezt a módszertant

elterjedten alkalmazzuk úgy a hő, mint a momentum turbulens keveredésének modellezésére (lásd pl. a WRF modell parametrizációit [17]). A Blackadar-féle keveredési modell [18] a nagyméretű örvények szállító jellegét a talajmenti réteg (a talaj feletti első rács-réteg) minden egyes, a talajmenti réteg felett található réteg, összekapcsolásával szimulálja. Ezt szemlélteti a 2. ábra.

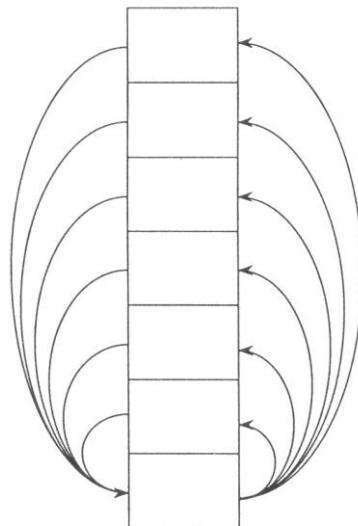
A fent említettek alapján leszögezhetjük, hogy stabilis és neutrális rétegződés esetén a határrétegben lejátszódó turbulens keveredési folyamatok szimulálásához elegendő a turbulens diffúziós együttható ( $K_0$ ) ismerete. Labilis esetben a lokális és a nemlokális keveredés arányát ( $R$ ) a (11) egyenlet alapján határozzuk meg. A turbulens diffúziós együtthatón kívül a feláramlási együttható ( $M_0$ ) is szerepet kap. A kombinált turbulens diffúziós együttható és a kombinált feláramlási együttható rendre a következő alakban írható fel:

$$K = \frac{R}{R+1} K_0, \quad (12)$$

$$M = \frac{1}{R+1} M_0, \quad (13)$$

ahol  $K_0$  a turbulens diffúziós együttható értéke lokális esetben, amikor  $R \rightarrow \infty$ . Ha  $R \rightarrow 0$ ,  $M_0$  a feláramlási együttható értéke nemlokális esetben. A turbulens diffúziós együttható és a feláramlási együttható értékének meghatározásával a következő részben foglalkozunk.

Annak ellenére, hogy a lokális és a nemlokális keveredés arányát ( $R$ ) a hőáramra vonatkozó értékek alapján határoztuk meg, a turbulens keveredés konzisztens leírása érdekében a (12) és (13) egyenletet alkalmazzuk a potenciális hőmérséklet ( $\theta$ ), a vízgőz ( $q$ ) és a szélkomponensek esetében ( $u$  és  $v$ ) is.



2. ábra A Blackadar-féle nemlokális keveredési modell sémája

### A turbulens diffúziós együttható és a feláramlási együttható meghatározása

Ahhoz, hogy alkalmazni tudjuk a (12) és (13) egyenlet segítségével, definiált kombinált turbulens diffúziós együttható ( $K$ ) és a kombinált feláramlási együttható ( $M$ ) értékét az  $R$  értékén kívül, ismernünk kell a turbulens diffúziós együtthatót a lokális ( $K_0$ ) illetve a feláramlási

együtthatót a nemlokális ( $M_0$ ) keveredés esetében.

A turbulens diffúziós együtthatót a következő egyenlet alapján számoljuk [12]:

$$K_0(z) = k \frac{u_* z}{\Phi(z_s/L)} \left(1 - \frac{z}{h}\right)^2, \quad (14)$$

ahol  $z_s = z$  stabilis és neutrális rétegződés esetén, valamint  $z_s = \min(z; 0,1h)$  labilis esetben. A feláramlási együtthatót pedig a következő egyenlet alapján számoljuk [14]:

$$M_0 = \frac{F_{h1}}{(h - z_1)(\theta_{v1} - \theta_{v2})}, \quad (15)$$

ahol  $F_{h1}$  a talajközeli rétegre vonatkozó, felhajtóerőből származó szenzibilis hőáram (kinematic buoyancy flux),  $z_1$  a talajközeli réteg magassága, valamint  $\theta_{v1}$  és  $\theta_{v2}$  a virtuális potenciális hőmérséklet a talajközeli réteg alján és tetején. A talajközeli rétegre vonatkozó feláramlást a következőképpen határozzuk meg:

$$F_{h1} = K_{h1} \frac{\theta_{v1} - \theta_{v2}}{\Delta z_1}, \quad (16)$$

ahol  $K_{h1}$  a talajmenti réteg hőáramára vonatkozó turbulens diffúziós együttható,  $\Delta z_1$  a talajközeli réteg vastagsága. A (15) és (16) egyenlet alapján:

$$M_0 = \frac{K_{h1}}{(h - z_1)\Delta z_1}. \quad (17)$$

### A PHR magasság (vagy keveredési rétegvastagság) meghatározása

A modell a keveredési rétegvastagságot a kritikus Richardson-szám alapján határozza meg. A felszín és a PHR felső határa ( $h$ ) közötti rétegre vonatkozó gradiens (bulk) Richardson-számot ( $Ri_b$ ) alkalmazzuk:

$$h = Ri_b \frac{u(h)^2 + v(h)^2}{\beta(\theta_v(h) - \theta_s)}, \quad (18)$$

ahol  $Ri_b = 0,25$ ;  $u(h)$  és  $v(h)$  a horizontális szélesség komponensek a határréteg tetején, a  $h$  magasságban,  $\theta_v(h)$  a virtuális potenciális hőmérséklet  $h$  magasságban,  $\theta_s$  az úgynevezett ekvivalens talajközeli hőmérséklet, amit a következő munkaformula alapján számítunk [11]:

$$\theta_s = \theta_{v1} + b \frac{\overline{w'\theta_v'}}{w_m}. \quad (19)$$

Itt  $b$  egy félempirikus állandó ( $b = 8,5$ ) [19],  $w_m$  értékét a (7) egyenlet alapján számoljuk. A  $h$  PHR magasság annak a szintnek a magasságával lesz egyenlő, ahol a teljes rétegre vonatkozó gradiens Richardson-szám ( $Ri_b$ ) értéke nagyobb lesz 0,25-nél [19]. A PHR magasságot minden időlépcsőben egy iterációs eljárással határozzuk meg.

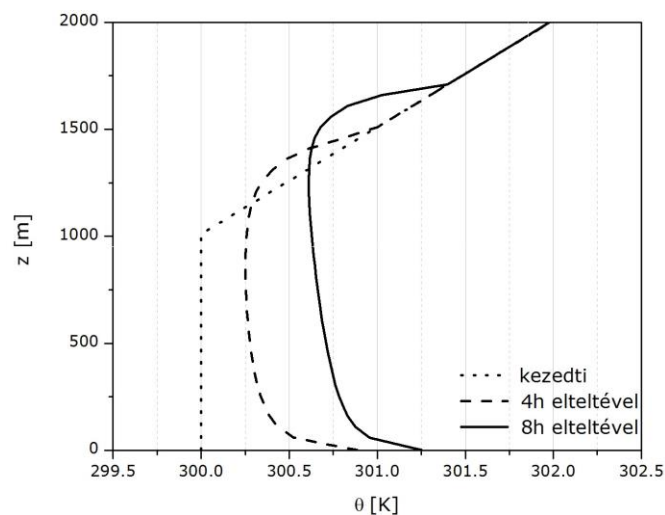


A modell-verifikáció a fejlesztés egyik legfontosabb fázisa. Ebben a fejezetben két különböző verifikációs eljárás eredményeit ismertetjük. Első lépésként a modellt egy mesterségesen generált adatsor segítségével teszteltük. Ezután a Wangara-adatsorral [10] [20] hasonlítottuk össze a modellfuttatás eredményeit.

### Mesterséges adatsor alkalmazása

A verifikációs eljárás során elfogadott, hogy a modelleket megadott kezdeti vertikális profilok és mesterségesen generált felszíni adatsorok alkalmazásával futtatják. Száraz léghőmérséklet és 0,06 K m/s-os felszíni potenciális hőmérsékleti áramot  $(\overline{w'\theta'})_0$  feltételezve [21] végeztük el a futtatásainkat.

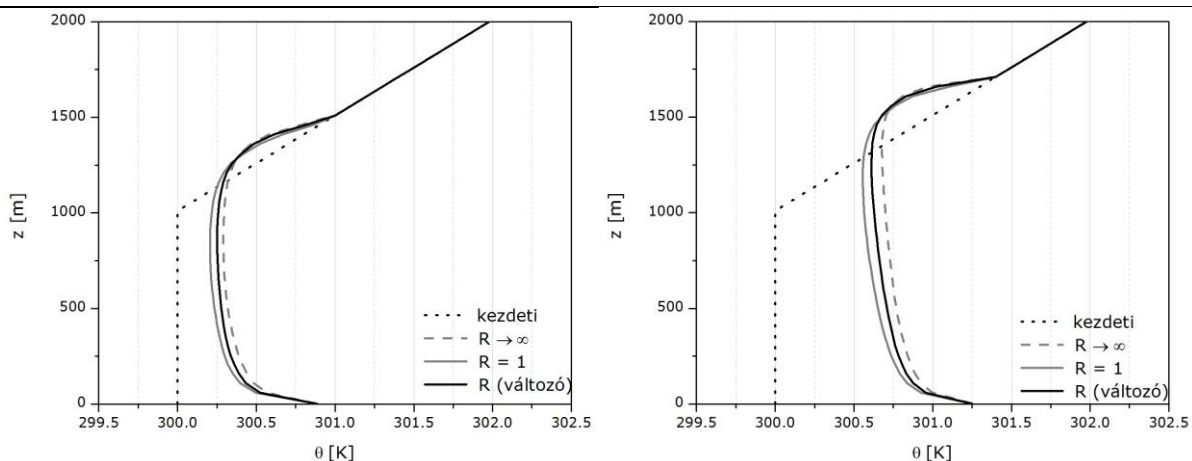
A 3. ábrán a potenciális hőmérséklet kezdeti profilja, valamint 4 és 8 óra elteltével kapott eredmények láthatóak 50 m-es vertikális rácsfelbontás mellett. Nem változtatva a felbontáson a modellt lefuttattuk úgy is, hogy (i) lokális megközelítést alkalmaztunk ( $R \rightarrow \infty$ ), valamint (ii) a lokális és a nemlokális turbulens keveredési folyamatok közötti egyensúly ( $R = 1$ ) feltételezésével. A futtatások során 4 és 8 óra elteltével kapott potenciális hőmérsékleti profilok a 4. ábrán láthatóak.



3. ábra A konvektív PHR fejlődése a lokális és a nemlokális keveredés arányának ( $R$ ) alapbeállításával, 0,06 K m/s-os felszíni potenciális hőmérsékleti áram feltételezésével, a nedvességszállítás elhanyagolásával (száraz levegő). A pontozott vonal a kezdeti potenciális hőmérsékleti rétegződést mutatja.

A PHR kezdeti, modellbeli magassága 1000 m

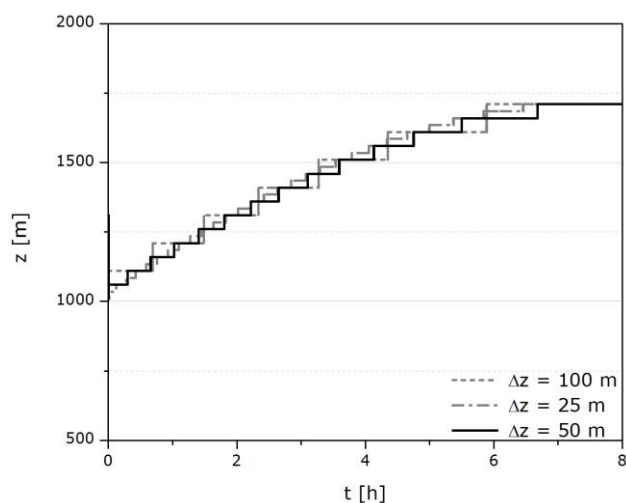




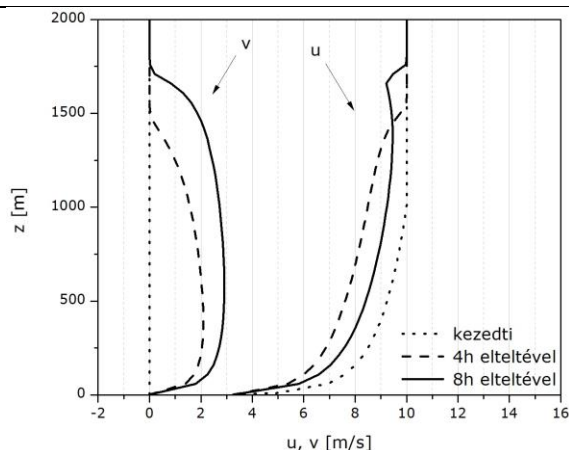
4. ábra A konvektív PHR fejlődése a lokális és a nemlokális keveredés arányának ( $R$ ) különböző beállításával a modell futtatás kezdete után 4 és 8 órával (bal és a jobb oldal),  $0,06 \text{ K m/s}$ -os felszíni potenciális hőmérsékleti áramot feltételezésével és a nedvességszállítás elhanyagolásával (száraz levegő)

A számítások alapján megállapítható, hogy a megadott standard kezdeti profilok és a kis értékű felszíni hőáram [ $c_p \rho (\overline{w' \theta'})_0$ ] esetén a lokális és a kombinált (lokális és nemlokális) megközelítés hasonló eredményt ad. Összehasonlítva a két kombinált megközelítéssel kapott profilt látható, hogy a lokális és a nemlokális keveredés aránya ( $R$ ) általában egynél kisebb, vagyis a nemlokális keveredési folyamatok a meghatározók.

Elvégeztük a modellfuttatásokat a vertikális felbontás csökkentésével, illetve növelésével is: 25 m, 50 m és 100 m-es vertikális rácsfelbontással. A 4 és 8 óra elteltével kapott eredmények gyakorlatilag nem függtek a vertikális felbontástól. Ezt bizonyítja az 5. ábra is, ahol a PHR magasság változása látható három különböző vertikális rácsfelbontással (25 m, 50 m, 100 m) végzett futtatással. A vártnak megfelelően az 1000 m-es nappali határréteg lassuló ütemben növekszik az idő előrehaladtával.



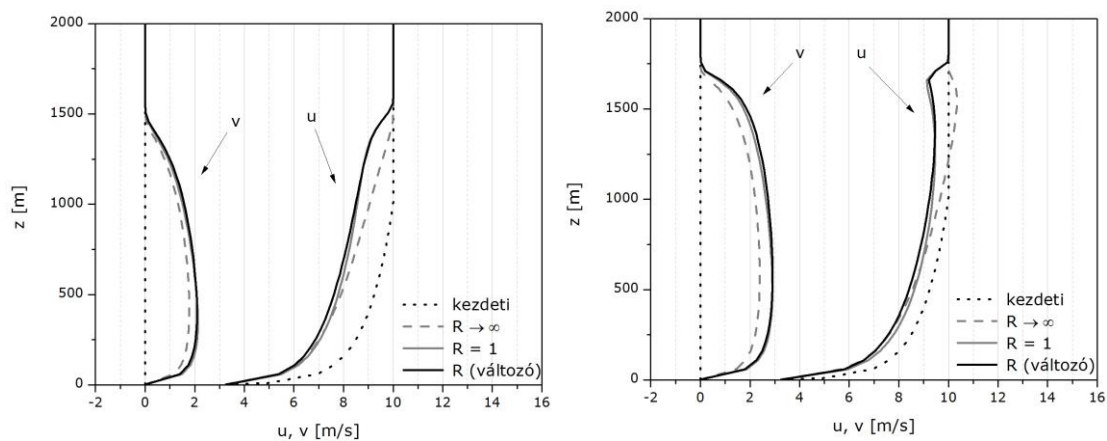
5. ábra A PHR vastagság időbeli menete és függése az alkalmazott vertikális rácsfelbontástól. (A modell nem érzékeny a rácsfelbontás változására.)



6. ábra A mesterséges kezdeti szélprofilok fejlődése az 1D PHR modell alapbeállításával (az 1D PHR modellbeli  $R$  parametrizáció alkalmazásával, lásd a 3. ábrát is)

A horizontális szélesség komponenseire ( $u$  és  $v$ ) vonatkozó 4 és 8 órás mesterséges profilok fejlődése 50 m-es vertikális felbontás esetén a 6. ábrán látható. A 7. ábra ugyanezeket a szélprofilokat szemlélteti a lokális ( $R \rightarrow \infty$ ) és a már említett kombinált ( $R = 1$  és változó  $R$ ) megközelítések alkalmazásával. A két kombinált megközelítéssel nyert szélprofil között – hasonlóan a potenciális hőmérsékleti profilokhoz – kicsi az eltérés.

Elvégeztük a vertikális felbontás horizontális szélprofilokra gyakorolt hatásának a vizsgálatát is. Itt is elmondható, hogy a vertikális felbontás változtatása nincs jelentős hatással a profilokra.



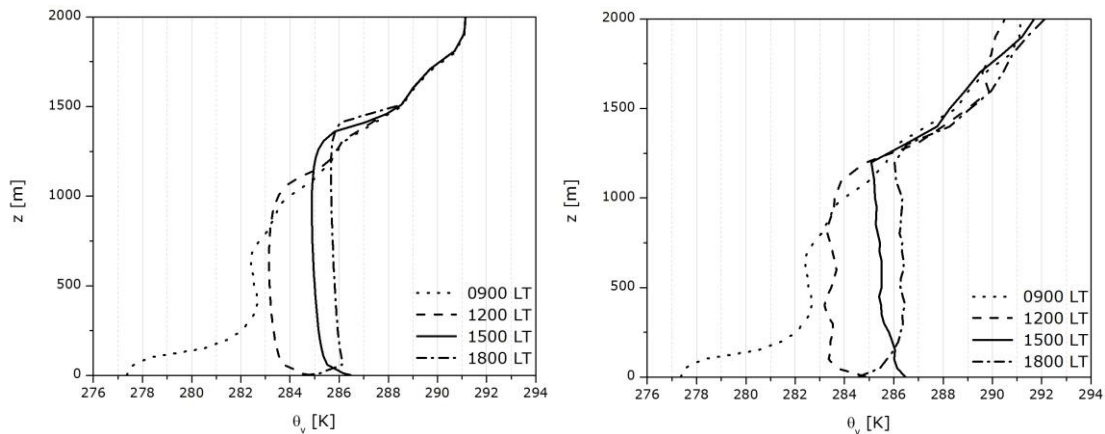
7. ábra A konvektív PHR szélprofiljainak a fejlődése a lokális és a nemlokális keveredési arány ( $R$ ) különböző beállításai mellett a modellfuttatás kezdete után 4 és 8 órával (bal és a jobb oldal), 0,06 K m/s-os felszíni potenciális hőmérsékleti áram feltételezésével, a nedvességszállítás elhanyagolásával, lásd a 4. ábrát

## A Wangara-adatsorral történő összehasonlítás

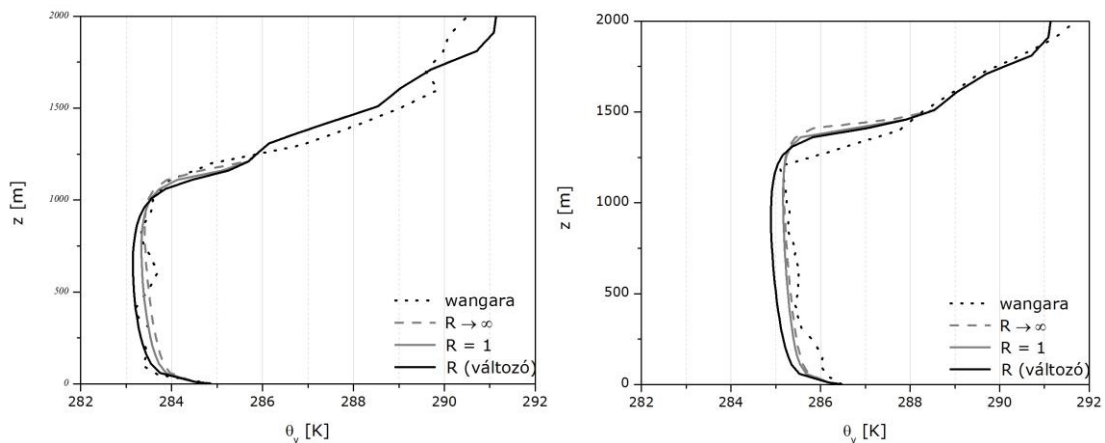
A Wangara mérési expedíció [10][20] volt az egyik első olyan méréssorozat, melynek egyik fő célja a PHR szerkezetének a meghatározása volt. A kampány 1967 júliusában és augusztusában zajlott le Hay város közelében (New South Wales, Ausztrália). A "wangara" kifejezés az ausztrál őslakosok nyelvén a nyugati szél megfelelője. A helyszínt az ideális domborzati viszonyok (homogén sík felszín, mint pl. hazánkban a Hortobágy), gyér vegetáció és a könnyű megközelíthe-

tőség miatt választották. A felszínközeli szélesség és hőmérséklet profilok, valamint sugárzásháztartási mérések mellett óránkénti pilot-léggömbös és háromóránkénti rádiószondás méréseket is végeztek. A megbízható, ellenőrzött és jól dokumentált adatbázist, a mai napig széleskörűen alkalmazzák modellek tesztelésénél [22][23][24].

Modellünket – a szokásnak megfelelően – a Wangara mérési expedíció 33. napján (1967. augusztus 16.) mért adatok segítségével futtattuk. Ez egy gyenge advekción, frontmentes nap volt. A helyi idő szerint 9 órai (0900 LT) virtuális potenciális hőmérséklet ( $\theta_v$ ) és horizontális ( $u$ ,  $v$ ) szélprofil használtuk kezdeti adatként. A nedvességszállítással itt nem foglalkozunk. A modell peremfeltételeit a felszíni, illetve a modell felső határán mért hőmérséklet, szélesség, továbbá a geosztrofikus szélesség ( $u_g$  és  $v_g$ ) napi menete szolgáltatta, amit több szintben is megadtak. Vizsgálatainkat az alsó 2 km-es rétegben végeztük. Két mérési időpont közötti hiányzó adatokat lineáris interpoláció segítségével pótoltuk. Kivételt a geosztrofikus szélprofil jelentett, ahol egy parabolikus illesztési módszert alkalmaztunk [25]. A modellt 50 m-es vertikális felbontással futtattuk. A Wangara profiladatok felbontása az alsó 1000 m-es rétegben szintén 50 m-es. A felső, 1000–2000 m-ig terjedő, rétegben a felbontás 100 m-es.

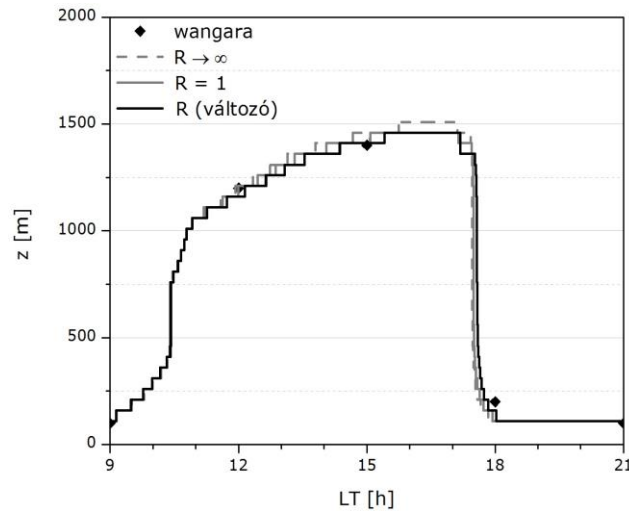


8. ábra A modellezett (bal oldal) és a mért (jobb oldal) virtuális potenciális hőmérsékleti ( $\theta_v$ ) profilok a Wangara mérési expedíció 33. napján helyi időben (LT) 12, 15 és 18 órakor. A modellfuttatás 9 órától kezdődik.

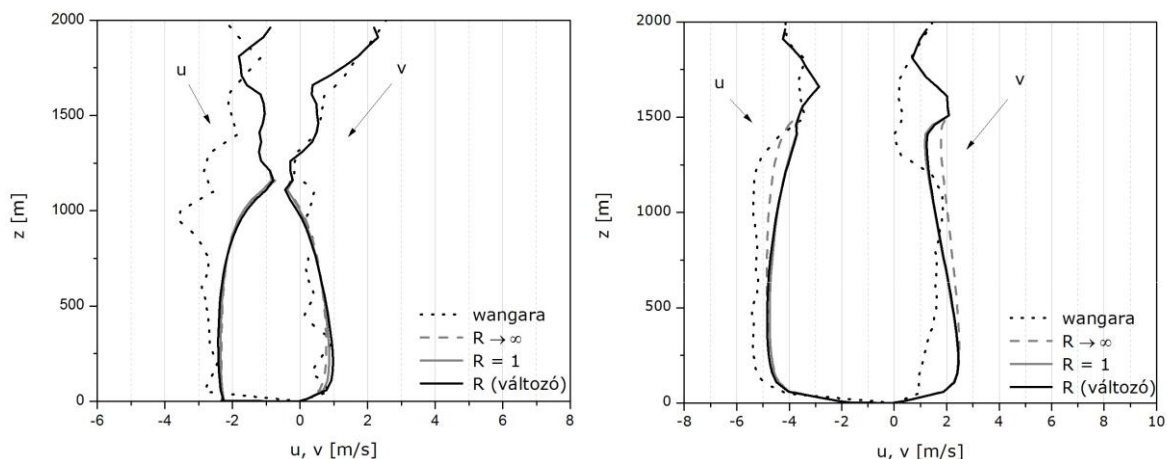


9. ábra A mért és a különböző lokális és a nemlokális keveredési arányok ( $R$ ) mellett végzett modellfuttatások alapján számított virtuális potenciális hőmérsékleti profilok helyi időben 12 órakor (bal oldal) és 15 órakor (jobb oldal) a Wangara mérési expedíció 33. napjára. A modellfuttatás 9 órától kezdődik

A 8. ábrán a modellezett és a mért virtuális potenciális hőmérsékleti ( $\theta_v$ ) profilok láthatóak lokális időben (LT) 12, 15 és 18 órakor. A modellezett és mért eredmények jó egyezést mutatnak. A 9. ábra a 12 és 15 órás (LT) mért virtuális potenciális hőmérsékleti profilokat hasonlítja össze a lokális, valamint a kombinált megközelítéssel ( $R = 1$  és változó  $R$ ) kapott modellfuttatásokkal. Annak ellenére, hogy az 1D PHR modell által generált profilok 12 órakor kissé alulbecslik, 15 órakor pedig kissé felülbecslik a határreteg-vastagságot, nyilvánvaló a profilok közötti egyezés. A határreteg-vastagság napi menetének mért és modellezett értékeit a 10. ábra összegzi. Kicsik az eltérések.



10. ábra A PHR magasság mért és modellezett napi menete a Wangara mérési expedíció 33. napján különböző modellbeállítások (lokális és a nemlokális keveredési arány,  $R$ ) esetén.



11. ábra A mért és a különböző lokális és a nemlokális keveredési arányok ( $R$ ) mellett végzett modellfuttatások alapján kapott szélprofilok ( $u$  és  $v$  komponens) helyi időben 12 órakor (bal oldal) és 18 órakor (jobb oldal) a Wangara mérési expedíció 33. napjára. A modellfuttatás 9 órától kezdődik.

Szintén fontos alkalmazás – mind az előrejelzésben, mind a repülésmeteorológiai oktatásban, esettanulmányok készítésében – a szélprofilok előállítása. A 11. ábrán a mért és a modellezett profilok összehasonlító vizsgálata látható helyi idő (LT) szerint 12 és 18 órakor. Az eltérések, amelyek az egyes szinteken megközelítik a 2 m/s-os értéket, elsősorban a geosztrofikus szél pontatlan meghatározásából erednek [25]. Az eltérések ellenére látható az egyezés a profilok szerkezetében és a változás dinamikájában. A szélmezőben is kirajzolódik a PHR felső határa.

A 8–11. ábrák jól mutatják, hogy az 1D PHR modellek alkalmasak a határréteg fejlődésének a követésére. Ez repülésmeteorológiai szempontból is fontos, hiszen egy egyszerűen futtatható, az adott repülőtérre vonatkoztatható modelleredményeket szolgáltat. Megkönnyíti a PHR folyamatok megértését, illetve a 3D modellekből származó PHR magasságok értelmezését.

## ÖSSZEFOGLALÁS

A planetáris határréteg szerkezetének megismerése, az itt lejátszódó turbulens keveredési folyamatok megértése és modellezése alapvető szerepet játszik a meteorológiai modellek fejlesztésében. A határréteg-kutatás fontos eszközét adják az 1D vertikális modellek. Segítségükkel egyszerűen bemutatathatóak a határrétegben lejátszódó folyamatok és napi változások. Az 1D PHR modellek további előnye, hogy könnyen beépíthetőek 3D modellkörnyezetbe. Az elmúlt években mind nagyobb teret hódítottak a kombinált (lokális és nemlokális) vertikális modellek. A kombinált modellek fő erénye, hogy a labilis rétegződés esetén a határrétegben jelenlévő kisméretű örvények keverő, valamint a nagy méretű örvények szállító hatását együttesen szimulálják.

A bemutatott kombinált 1D PHR modell talán legfontosabb tulajdonsága, hogy minden lépésnél meghatározza a lokális és nemlokális keveredés arányát ( $R$ ) és ennek alapján „oszt szerepet” a keverő és szállító folyamatoknak. A modell ellenőrzése (verifikációja) két szakaszban történt. Először a modellt mesterségesen generált adatsor segítségével futtattuk. Az így kapott potenciális hőmérsékleti és szélprofilok megmutatták a modell erősségeit, de rámutattak egyes hiányosságaira is. A második szakaszban a Wangara mérési kampány adatait felhasználva futtattuk a modellt. Az így kapott virtuális potenciális hőmérsékleti és szélprofilok jó egyezést mutatnak a mért adatokkal, ami biztató eredmény. Röviden foglalkoztunk az 1D PHR modellek repülésmeteorológiai alkalmazhatóságával is.



A publikáció a TÁMOP-4.2.1.B-11/2/KMR-2011-0001 „Kritikus infrastruktúra védelmi kutatások” pályázat keretében készült. A projekt az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósul meg.

### FELHASZNÁLT IRODALOM

- [1] WEIDINGER T. - BORDÁS Á.: A felszínközeli légréteg és a planetáris határréteg kutatásának főbb kérdései. *Felhőfizika és mikrometeorológia*, 32. Meteorológiai Tudományos Napok 2006. (Szerkesztette: WEIDINGER T. és GERESDI I.), Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest, 2007, 105–124. o.
- [2] GULTEPE, I. - TARDIF, R. - MICHAELIDES, S.C. - CERMAK, J. - BOTT, A. - BENDIX, J. - MÜLLER, M.D. - PAGOWSKI, M. - HANSEN, B. - ELLORD, G. - JACOBS, G. - TOTH, G. - COBER, S.G.: Fog Research: a review of past achievements and future perspectives. *Pure Appl. Geophys.*, 2007/164, 1121–1159.
- [3] JACOBS, A.J.M. - MAAT, N.: Numerical Guidance Methods for Decision Support in Aviation Meteorological Forecasting. *Wea. Forecasting*, 2005/20, 82–100.
- [4] BONIN, T. - CHILSON, P. - ZIEÉKE, B. - FEDOROVICH, E.: Observations of the Early Evening Boundary-Layer Transition Using a Small Unmanned Aerial System. *Boundary-Layer Meteorol.*, 2013/146, 19–132.
- [5] LENSCHOW, D.H. - KRUMMEL, P. - SIEMS, S.T.: Measuring entrainment, divergence, and vorticity on the mesoscale from aircraft. *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 1999/16, 1384–1400.



- [6] PALIK M.: Pilóta nélküli légi jármű rendszerek légi felderítésre történő alkalmazásának lehetőségei a légi-erő haderőnem repülőcsapatai katonai műveleteiben. *PhD értekezés. Zrínyi Miklós Nemzetvédelmi Egyetem, Hadtudományi Doktori Iskola*, 2007. 122 o.
- [7] HADOBÁCS K.: Repülésre veszélyes időjárási helyzetek rekonstrukciójának alkalmazási lehetőségei – Felületi jegesedés becslése és a hozzá tartozó szimulációs környezet kialakítása. *Diplomamunka, ELTE Meteorológiai Tanszék*, 2011, 84 o.
- [8] BOTTYÁN, Z.: Estimation of in-flight icing characteristics of UAVs during different meteorological conditions. *Proc. of the 8th International Conference on Intelligent Unmanned Systems*. 2012, 418–422.
- [9] BAKLANOV, A.A. - GRISOGONO, B. - BORNSTEIN, R. - MAHRT, L. - ZILITINKEVICH, S.S. - TAYLOR, P. - MATHIAS S.E. - ROTACH, W. - FERNANDO, H.J.S.: The nature, theory, and modeling of atmospheric planetary boundary layers. *BAMS*, 2011/92(2), 123–128.
- [10] CLARKE, R.H. - DYER, A.J. - BROOK, R.R. - REID, D.G. - TROUP, A.J.: The Wangara experiment: Boundary layer data. *Tech. Paper, Div. Meteor. Phys., CSIRO, Australia*, 1971/19.
- [11] TROEN, I.B. - MARTH, L.: A simple model of the atmospheric boundary layer; sensitivity to surface evaporation. *Boundary-Layer Meteorol.*, 1986/37, 129–148.
- [12] HOLTSLAG, A.A. - BOVILLE, B.A.: Local versus nonlocal boundary-layer diffusion in a global climate model. *J. Climate*, 1993/6, 1825–1842.
- [13] NOH, Y. - CHEON, W.G. - HONG, S.Y. - RAASCH, S.: Improvement of the K-profile model for the planetary boundary layer based on large eddy simulation data. *Boundary-Layer Meteorol.*, 2003/107, 401–427.
- [14] PLEIM, J.E.: A combined local and nonlocal closure model for the atmospheric boundary layer. Part I: model description and testing. *J. Appl. Meteorol. and Climat.*, 2007/46, 1383–1395.
- [15] DYER, A.J.: A review of flux-profile relationships. *Boundary-Layer Meteorol.*, 1974/7, 363–372.
- [16] BORDÁS, Á.: One-column vertical turbulent mixing model for the atmospheric convective layer. *Physica Scripta*, 2008/T132, (5)
- [17] HU, X.-M. - NIELSEN-GAMMON, J.W. - ZHANG, F.: Evaluation of three planetary boundary layer schemes in the WRF Model. *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, 2010/49, 1831–1844.
- [18] BLACKADAR, A.K.: Modeling pollutant transfer during daytime convection. *4th Symposium on Atmospheric Turbulence, Diffusion and Air Quality*, Reno, NV, USA, 1978., 443–447.
- [19] HOLTSLAG, A.A. - DE BRUIJN, E.I.F. - PAN, H.-L.: A high resolution air mass transformation model for short-range weather forecasting. *Mon. Wea. Rev.* 1990/118, 1561–1575.
- [20] HESS, G.D. - HICKS, B.B. - YAMADA, T.: The impact of the Wangara Experiment. *Boundary-Layer Meteorol.*, 1981/20, 135–174.
- [21] NIEUWSTADT, F.T.M. - MASON, P.J. - MOENG, C.-H. - SCHUMANN, U.: Large eddy simulations of the convective boundary layer: A comparison of four computer codes. *Turbulent Shear Flows, Vol. 8, Springer-Verlag*, 1992, 343–367.
- [22] PLEIM, J.E. - XIU, A.: Development and testing of a surface flux and planetary boundary layer model for application in mesoscale models. *J. Appl. Meteorol.*, 1995/34, 16–34.
- [23] ALAPATY, K. - PLEIM, J.E., - RAMAN, S. - NIYOGI, D.S. - BYUNE, D.W.: Simulation of atmospheric boundary layer processes using local- and nonlocal-closure schemes. *J. Appl. Meteor.*, 1997/36, 214–233.
- [24] LAPPEN, C.-L. - RANDALL, D.A.: Using idealized coherent structures to parameterize momentum fluxes in a PBL mass-flux model. *J. Atmos. Sci.*, 2005/62, 2829–2846.
- [25] YAMADA, T. - MELLOR, G.: A simulation of the Wangara atmospheric boundary layer data. *J. Atmos. Sci.*, 1975/32, 2309–2329.