

# AMATŐR MODELLEZÉSI HIBÁK A WRF HASZNÁLATA SORÁN

Breuer Hajnalka, Mona Tamás

ELTE Meteorológiai Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/A.  
e-mail: bhajni@nimbus.elte.hu

## Bevezetés

Napjainkban az informatika jelentős fejlődésével az időjárás és éghajlati modellek egyre több verziója válik a nagyközönség számára elérhetővé. A WRF<sup>1</sup> modell nem csak az egyetemeken és kutatóintézetek számára ingyenesen elérhető, hanem civilek is működtethetik, sőt fejleszthetik is. Sokak számára ezért vonzó lehetőség modellezni vele. A modell kivételes tulajdonsága, hogy 400-nál is több fizikai és matematikai módszer és finomhangolás választható benne, igen egyszerű módon. Egy kezdő felhasználó számára sok olyan aprónak tűnő, de jelentős hibát okozó elem van, ami borsot törhet az orruk alá. Jelen munkában néhány ilyen apróságra hívnánk fel a figyelmet.

## Adatok és modellbeállítások

A munkában használt WRF modell (v3.5.1) kezdeti és peremfeltételeiül a GFS<sup>2</sup> analízis adatbázisát választottuk. A GFS modell ingyenesen hozzáférhető, szemben az ECMWF<sup>3</sup> produktumaival, de a bemutatott eredmények függetlenek a választott adatbázistól. A modell szimulációk egy 10 km-es rácsfelbontású Kárpát-medencét lefedő, valamint egy 2 km-es Balaton-környéki régióból áll. Az eredmények bemutatásánál egy nap vizsgálatára szorítkoztunk, de a felvetett problémák esetfüggetlenek. Az egyes szimulációk 24 órás intervallumra vonatkoznak, a fizikai parametrizációk minden futásra ugyanazok, mindig csak a szövegben említésre kerülő opciók változtattunk. A szimulációk az ELTE Atlasz clusterén készültek.

## A WRF modell

**A modell geometriája.** A WRF modell, elsősorban nemhidrosztatikus folyamatok modellezésére hivatott, ezért vertikális koordináta-rendszere felszínkövető nyomási. Laprise (1992) javaslatára a nyomás helyett hidrosztatikus nyomást használnak. Mivel az egymáson levő rétegek tömege így arányos a vertikális koordináta változásaival ezért tömeg koordináta rendszernek is hívják. Az egyes modellszinteket –  $\eta$  szinteket – úgy határozzák meg, hogy:

$$\eta = (p_h - p_{ht})/\mu, \text{ ahol } \mu = p_{hs} - p_{ht}. \quad (1)$$

Az egyenletekben  $p_h$  a nyomás hidrosztatikus komponense,  $p_{hs}$  és  $p_{ht}$  a nyomás értéke a felszínen és a modell tetején. Az  $\eta$  értéke 1 és 0 között mozog a felszíntől a modell tetejéig. Ebben az alakjában az  $\eta$  szintek meghatározása a légtömeg nedvességétől függ. A nedvesség változékonysága miatt a vertikális szintek definiálása inkább száraz levegőre vonatkozik, azaz  $\eta = (p_{dh} - p_{dht})/\mu_d$ , ahol  $\mu_d$  a légoszlopban található száraz levegő tömege. A modell tetejének magassága kétféleképpen adható meg: magasság vagy nyomás alapján. Az  $\eta$  szintek egyértelmű megadása érdekében elsősorban a legalacsonyabb nyomási szintet

<sup>1</sup> Weather Research Forecast

<sup>2</sup> Global Forecast System

<sup>3</sup> European Centre for Medium-Range Weather Forecasts

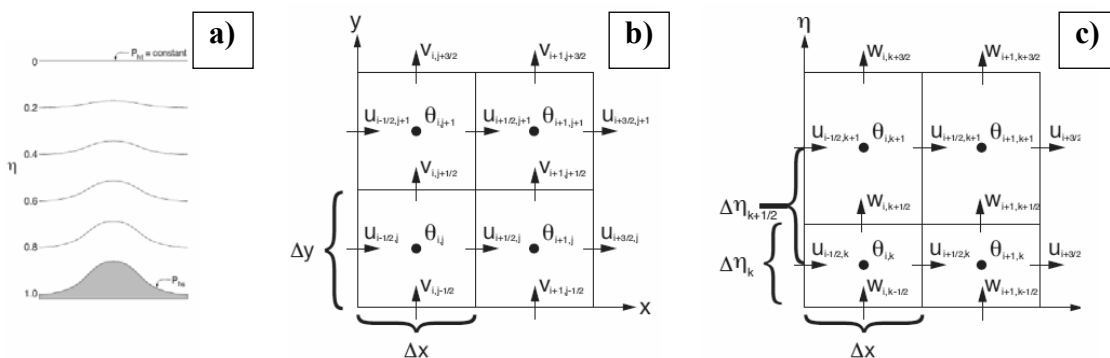
szokták megadni mint a modell légkör teteje. E szint vizsgálatoktól függően 100 hPa, 50 hPa vagy 10 hPa.

Az egyes modell szintek vertikális eloszlását két módon állíthatjuk be: állandó  $\Delta\eta$  beosztással (alapbeállítás) vagy kézzel megadva. Az első esetben a felhasználó által megadott vertikális szint szám ( $n$ ) alapján az egyes  $\eta$  szintek között  $1/(n-1)$  távolság lesz. Ebben a felosztásban, ahogyan a légoszlopban található tömeg csökken a magasság emelkedésével, úgy az  $\eta$  szintek is ritkulnak (*1a. ábra*). A második esetben a felhasználó maga állíthatja be a szinteket az  $\eta$  értékek alapján. Az ajánlott vertikális szint szám az alapbeállítás mellett kb. 30 szint, nagyjából 10 km-es horizontális felbontásig. Ennél sűrűbb horizontális felbontás esetén már a vertikális szintek számát növelni kell. Intuíció alapján amennyiben sűrű vertikális felbontást választunk a modell pontosabb számításait váránk. A feltételezés mindaddig igaz, amíg felhőösszetétel és határréteg vizsgálatra használják a modellt. A túl sok szint ugyanis jelentősen megnöveli a képződő csapadék mennyiségét és területi eloszlását (Deng, 2008), mert a feláramlás megnövekszik. Ezzel együtt ugyanakkor a szinteket érdemes úgy beállítani, hogy a legalsó két szint a felszínközeli rétegben (<100 m) legyen, míg a sztratoszférába legalább 5 szint essen (Aligo et al., 2009).

Horizontális szerkezetét tekintve a modellben Arakawa-C rácsot alkalmaznak (Skamarock et al., 2008) (*1b. ábra*). Ennek értelmében a skalárváltozók és a vertikális szélkomponens a modelltér tömegközéppontjában kerülnek számításra, míg a horizontális szélkomponensek a modell rács oldalfélező pontjaira érvényesek. Attól függően, hogy milyen földrajzi területre készítjük a szimulációt, különböző térképvetületek használhatók. A Föld görbületéből eredő távolság különbségeket  $x$  és  $y$  iránybeli vetületi faktorokkal kompenzálják:

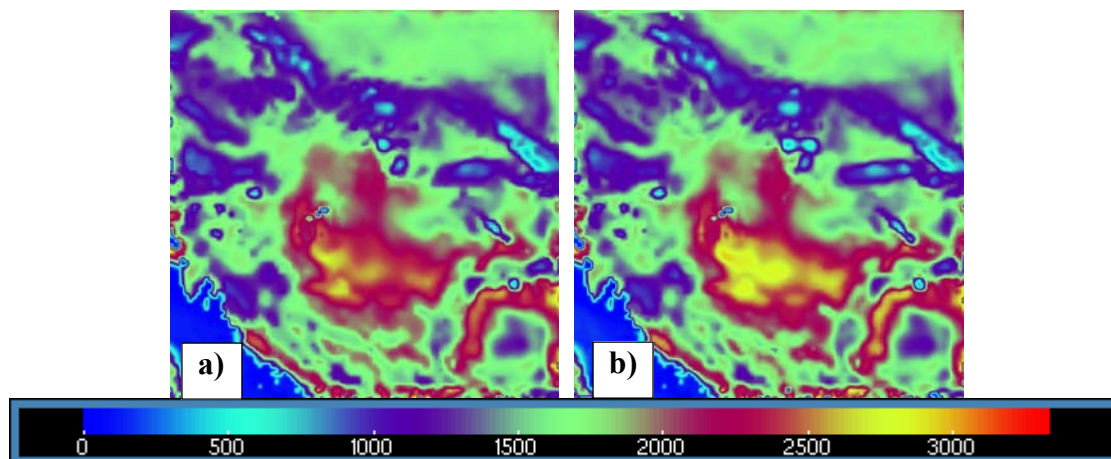
$$m(x, y) = \frac{(\Delta x \Delta y)}{\text{tényleges távolság}} \quad (2)$$

ahol  $\Delta x$  és  $\Delta y$  konstans rácsávolságok. Vertikálisan a szél vertikális komponense és a geopotenciál az  $\eta$  szintek határaitra értelmezettek, míg a többi, a szintek középpontjaira (fél  $\eta$  szintekre) (*1c. ábra*).



1. ábra: A WRF modell vertikális beosztása (a), és a modell változók számítása horizontálisan (b), vertikálisan (c)

A szintek számának hatását láthatjuk a 2. ábrán. A modell teteje mindkét esetben 100 hPa volt. Azonban az *1a. ábra* esetén csak azt adtuk meg a modellben, hogy 30 szint készüljön, míg az *1b. ábra* esetén 44 szintet kézzel adtuk meg, úgy hogy a határrétegben kb. kétszer annyi szint legyen, mint az eredeti esetben. Ennek hatására a planetáris határréteg magassága (PHRm) az egész modellterületen megnőtt, ahogyan a több szint hatására a feláramlás megnövekedett. Dél-Magyarországon a 2200–2600 m PHRm átlagosan 300 m-rel lett magasabb.



2. ábra: Planetáris határreteg magasság [m] 30 lineáris (a), 44 határretegben sűrűbb (b) beosztású szint alkalmazásával.

**Modell dinamika.** A klasszikus kormányzóegyenlet szélkomponensekre vonatkozó alakja az alábbi elemeket tartalmazza:

lokális megváltozás + advekción + konvekcion + turbulencia =

= nyomási gradiens + Coriolis hatás + metrikus tagok + súrlódás + diffúzió + forrástagok (3)

A modellben a dinamikai modul részét az egyenlet bal oldalának első három tagja adja, valamint a metrikus tagok. A többi tag külön egységekben, valamint parametrizációkban kerülnek számításra (Skamarock et al., 2008).

Figyelembe véve, hogy  $\mu_d(x,y)$  egységnyi területre eső tömeget fejez ki, és a vetületi faktorok hatását figyelembe véve a megmaradó mennyiségekre definiálunk olyan fluxus változókat melyek tartalmazzák a felszínkövetést (Klemp et al., 2007):

$$U = \mu_d \cdot \frac{u}{m_y}, V = \mu_d \cdot \frac{v}{m_x}, W = \mu_d \cdot \frac{w}{m_y}, \Omega = \frac{\mu_d \dot{\eta}}{m_y}, \Theta = \mu_d \cdot \theta \quad (4)$$

Az egyenletben  $u, v, w$  a szokásos jelölésekkel a szélesség komponensek,  $\theta$  a potenciális hőmérséklet,  $\Omega$  a koordináta sebesség,  $\dot{\eta}$  a vertikális koordináta gyorsulása. Mellettük a dinamikai modul prognosztikus változói a vízgőz keverési arány, a perturbációs geopotenciál magasság ( $\Phi'$ ) és a perturbációs száraz levegő tömeg ( $\mu_d'$ ). A kormányzó egyenletek tartalmazzák a 3 szélesség komponens megváltozását, a tömegkontinuitást, a geopotenciál megváltozását, a termodinamikai egyenletet és a nedvesség kontinuitási egyenletet.

Az egyenletekben található horizontális parciális deriváltak a számításokban valójában véges differenciál sémát követnek, azaz  $\xi$  tetszőleges változóra:

$$\partial_x \xi = (\xi_{i+1,j} - \xi_{i-1,j}) / (2\Delta x) \text{ és } \partial_y \xi = (\xi_{i,j+1} - \xi_{i,j-1}) / (2\Delta y) \quad (5)$$

Időbeli integrálását tekintve a modell ún. time-split rendszerrel dolgozik. A time-split lényege hogy a lassúbb vagy alacsony frekvenciájú folyamatokat, melyek meteorológiailag szignifikánsak, adott időlépcsővel számolja a modell harmadrendű Runge-Kutta séma segítségével (de másodrendű is választható). A nagyobb frekvenciájú folyamatok, mint az akusztikus és gravitációs hullámok mozgását pedig az előzőnél alapbeállításként negyedakkora időlépcsővel. Utóbbiak esetén a horizontális mozgásokhoz forward-backward, míg a vertikálisokhoz implicit sémát alkalmaz. Ezen kis frekvenciájú folyamatok hatását a kormányzó egyenletekben mintegy korrekcióként is kezelhetjük (Wicker és Skamarock, 2002).

A választott időlépcsőnek jelentős szerepe van. Minimális feltétele, hogy teljesítse az ún. CFL<sup>4</sup>-kritériumot (Courant et al., 1928), azaz a leggyorsabban terjedő folyamat

<sup>4</sup> Courant-Friedrichs-Lewy

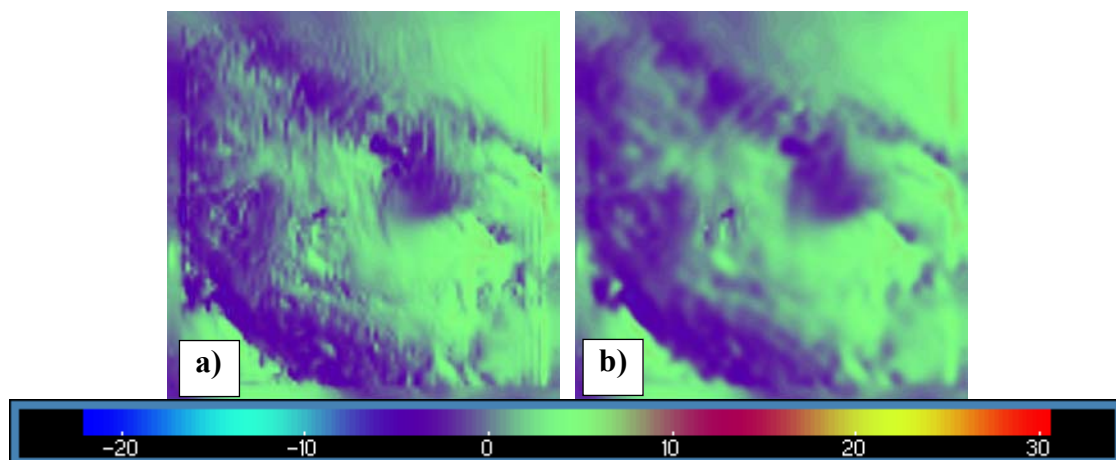
sebességének kisebbnek kell lennie, mint a horizontális rácsfelbontás és az időlépcső hányadosának. Ezzel a feltétellel biztosítható a modell numerikus stabilitása. A feltételnek mind horizontális, mind pedig vertikális irányban teljesülnie kell. Amennyiben sérül a feltétel a modell futtatás leáll. Tekintve, hogy a leggyorsabban terjedő hullám, a hanghullám, melynek sebessége  $c = 331 \cdot \sqrt{T/273,14}$  m/s, az irányszám az időlépcsőt tekintve  $6 \cdot \Delta x$ . Ez azonban nem garantálja, hogy minden folyamat kellően reprezentatív legyen. Kis szélsebességek mellett, nyári időszakban vagy éppen nagy domborzati inhomogenitások mellett a 6-os szorzót 2-4-re kell csökkenteni.

**A diffúzió kérdése.** Határréteg parametrizációval csak a rácson belüli folyamatok disszipációja határozható meg. Ezen kívül megválasztható, hogy további másod- vagy hatodrendű diffúziót számolni kívánunk-e. Erre a modell 3+1 lehetőséget kínál a felhasználóknak. A másodrendűek esetén a diffúziós tagok a koordináta felszínekre (x,y,η) vagy fizikai térben (x,y,z) számolhatók. Esetükben a turbulens diffúziós együttható meghatározására négy további lehetőség adódik. E másodrendű diffúzió csak a szomszédos cellákra van hatással és csak rácsávolsághoz közeli zajok csillapítására alkalmazható. Nagyobb léptékű zajok szűrésére a hatodrendű diffúzió (Xue, 2000) alkalmas. Tetszőleges  $\xi$  változóra (Skamarock et al., 2008) a diffúzió:

$$\partial_t(\mu_d \xi) = \dots \frac{\beta \cdot 2^{-\beta}}{2 \cdot \Delta t} [\Delta x^\beta \delta_x(\overline{\mu_d^x} \cdot F_x) + \Delta y^\beta \delta_y(\overline{\mu_d^y} \cdot F_y)] \quad \text{és} \quad (6)$$

$$F_{xy} = \delta_{xy}^\beta(\xi) \quad (7)$$

a diffúziós fluxus. A  $\delta_{x,y}$  a véges differenciálás, a  $\mu_d^{x,y}$  a száraz levegő tömegének x, illetve y irányú átlagát jelenti. A  $\beta$  0 és 1 közötti konstans adja meg, hogy a  $2\Delta x$  hullámhosszú folyamatok amplitúdóját hány százalékkal csökkentse (Knievel et al., 2007). Mivel a módszer nem különíti el a zajokat a tényleges folyamatoktól ezért nem szabad  $\beta$  értékét túlságosan megnövelni. Minél kisebb a modell felbontása annál kisebb értéket érdemes rendelni a  $\beta$  értékül, amely még megtartja a modell stabilitását. 10 km rácsávolság esetén kb. 0,1–0,3 közötti értékek elfogadhatók, 500 m esetén a 0,6 még működőképes (Nagy, 2010). A módszerben használt átlagolás x és y irányban 7 rácsponton keresztül történik, ahol az adott rácspont közepén helyezkedik el. A modell peremén nincs gradiens megengedve, azaz a modelltartományon túllógó rácspontok értékei megegyeznek a határon találhatókéval. A diffúzió a szél három komponensére, a potenciális hőmérsékletre, az összes nedvességi változóra, a passzív skalárookra és a rácson belüli turbulens kinetikus energiára egyaránt alkalmazásra kerül.



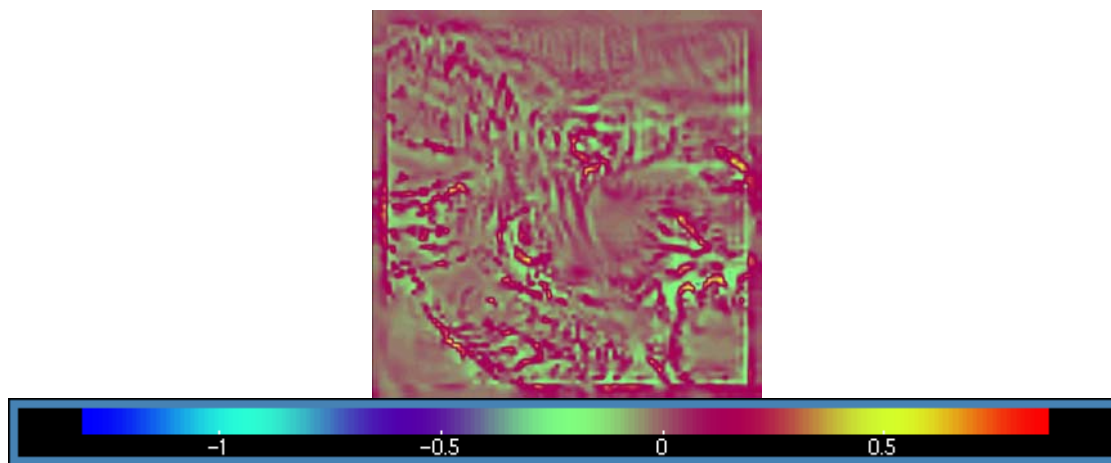
3. ábra: A szélesség x irányú komponense a 19. modellszintben hatodrendű diffúzió nélkül (a), hatodrendű diffúzióval (b)

A 10 km-es felbontásra először nem alkalmaztunk hatodrendű diffúziót. Ennek hatására a főként északias szélben vertikális csíkok jelentek meg a szélmezőben (3a. ábra). A csíkok egyértelműen numerikus problémára utalnak. A viszonylag gyenge szélben y irányú átkeveredés nem valósult meg. A diffúzió bekapcsolásával a numerikus hibák megszűntek (3b. ábra).

**Kezdeti és peremfeltételek.** A WRF korlátos tartományú modell ezért szükség van kezdeti és peremfeltételekre, melyeket többnyire globális vagy kontinenst lefedő modellek adnak. A WRF térbeli felbontását mindig úgy kell megválasztani, hogy az jobb legyen mint a meghajtó modellt. Mivel a felbontások nem azonosak ezért a WRF tartományának peremén zaj keletkezik. Ezen kívül a meghajtó modell által biztosított értékek a modellbe táplálva, azonos felbontás esetén is, a későbbi időlépcsőkben jelentős ugrást illetve szakadást okoznának. Ennek elkerülése végett a peremfeltételekhez történő relaxáció 2 zónában zajlik. A WRF tartomány legkülső rácspontjai közvetlenül tartalmazzák a meghajtó modelltől interpolált prognosztikus változók értékeit. Ezt követően a modell belseje felé haladva a felhasználó által megadott sávban (általában 4 rács) a két modell adatsort relaxálják egymáshoz. Legyen  $\xi$  prognosztikus változó; a peremfeltétel hatására történő változás (Skamarock et al., 2008):

$$\partial_t \xi|_n = F_1(\xi_{LS} - \xi) - F_2 \Delta^2(\xi_{LS} - \xi) \cdot e^{-\frac{1}{\Delta x}(n-2)} \quad (8)$$

ahol  $n$  a relaxációs zóna vastagsága rácspontokban kifejezve,  $LS$  index jelöli a külső modelltől érkező információt,  $F_1$  és  $F_2$  súly együtthatók. A relaxáció a horizontális szélkomponensekre, a potenciális hőmérsékletre, a perturbációs geopotenciálra, a perturbációs száraz tömegre és a vízgőz keverési arányra történik. A vertikális szélesség komponensre feltételezzük, hogy a határon 0.

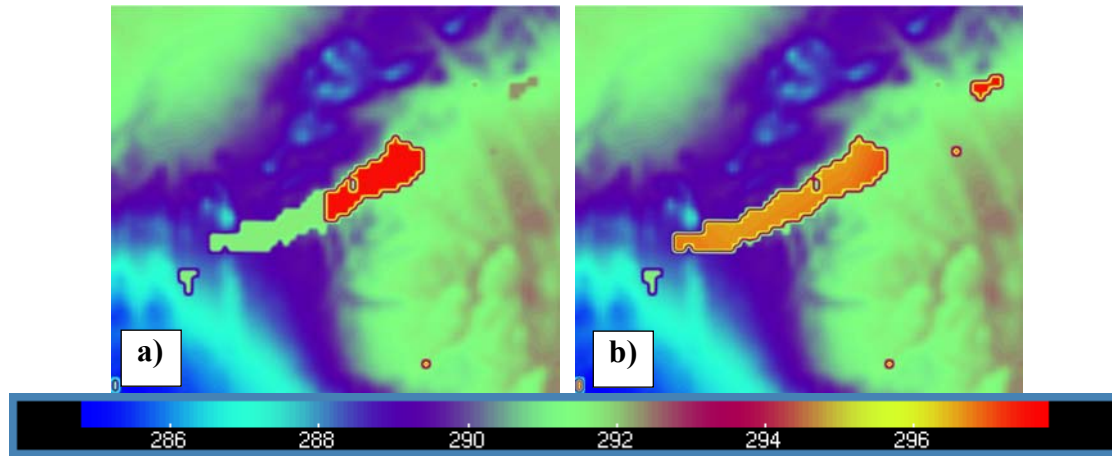


4. ábra: A vertikális szélesség [m/s] 11 UTC-kor a modell 19. szintjében

Amikor a modell eredményeket vizsgáljuk, a relaxációs zóna kb. másfélszeres környezetét figyelmen kívül kell hagynunk. Tekintsük például a vertikális szélesség mezejét a 19. modellszintben a szimuláció 11. órájában (4. ábra). A sötét színek feláramlást, a világosak leáramlást mutatnak. A modell terület permén jól kivehetően rajzolódik ki a relaxációs zóna. A zónában többnyire feláramlás van, míg a zóna belső határán ennek kompenzálására erős leáramlás található. A zónabeli feláramlás a légkörben található nedvesség alapján sokszor „hamis” konvektív felhőzetet és csapadékot is generál.

A kezdeti és peremfeltételként alkalmazott modellek felbontása gyakorta nem elegendően részletes, hogy olyan információkat tartalmazzon mint például a Balaton felszínének hőmérséklete. A tavak felszínének hőmérséklete három módon lehetséges a

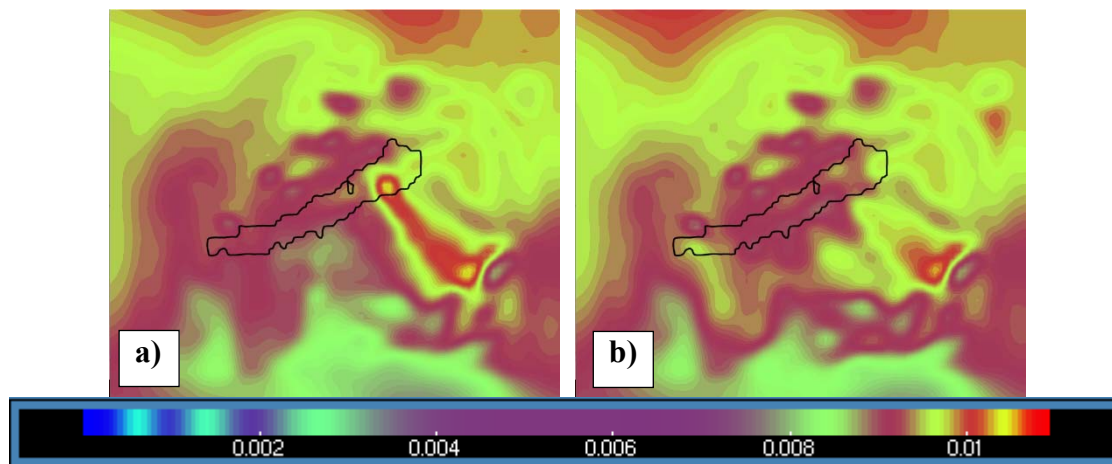
modellben. Alapbeállításként, ha a tó nincs a kezdeti feltételmezőben, úgy a legközelebbi vízfelszíni hőmérsékletet rendeli hozzá. A Balaton esetében ez az Adriai-tenger hőmérséklete. Egy fokos GFS adatokból inicializálva a modellt a tó felszíni hőmérséklete egységes, mert a kisebb öblök nem reprezentáltak a GFS-ben. Fél fokos felbontásnál (5a. ábra) a legközelebbi rácspontok között kb. 200 km távolság van és a hőmérsékletük is jelentősen, kb. 5 °C-kal eltér. Az ilyen problémák elkerülése végett lehetőség van a környező régió napi felszíni átlaghőmérsékletének átlagolásával megadni a tó hőmérsékletét (5b. ábra). Harmadik lehetőség, az előkészítési folyamat végén mérési eredményekkel felülírni a tó rácspontokra eső hőmérsékleteket.



5. ábra: Tengersizinti hőmérséklet [K] a Balatoni régióban.

A Balaton felszíni hőmérsékletének meghatározása a két legközelebbi tengeri rácspont (a), illetve a napi átlag hőmérséklet (b) alapján történt

A különböző módszerekkel kapott felszíni hőmérsékletek következtében, például eltérő nedvesség fluxus keletkezett. A nagy tófelszíni hőmérsékleti gradiens mellett Siófok közelében a reggeli órákban lassan megszűnő inverzió mellett jelentős mennyiségű vízgőz jutott a légkör alsó néhány száz méteres régiójába (6a. ábra). A hideg vízfelszín felett a párolgás elenyésző volt, inkább kicsapódás volt a jellemző és a légkör alsó rétege kiszáradt. Viszonylag egységes vízhőmérséklet mellett (6b. ábra) a déli parton, több helyen a Balaton párolgása növelte a levegő nedvesség tartalmát.



6. ábra: Vízgőz keverési arány a Balatoni régióban, a szimuláció 6. órájában.

A Balaton felszíni hőmérsékletének meghatározása a két legközelebbi tengeri rácspont (a), illetve a napi átlag hőmérséklet (b) alapján történt

## Összefoglalás

Dolgozatunkban a WRF numerikus előrejelző modell olyan tulajdonságait mutattuk be, melyek hibát okozhatnak, de az átlagos felhasználó figyelmét esetenként el is kerülheti. Igyekeztünk olyan problémákat bemutatni, melyek irodalma igen szűkös vagy nem is létezik, inkább csak a különböző fórumokon fordulnak elő. Így például a bemutatásból hiányzik többek között a különböző parametrizációk összeférhetetlensége, de erről a felhasználó könnyen találja meg a szükséges irodalmat. A WRF modell kiválóan használható oktatási célokra is, nem csak kutatási céllal. Azonban mint ahogyan az ilyen rendszer-modelleknél elvárható, futtatása körültekintést igényel.

## Köszönetnyilvánítás

E tanulmány az OTKA (K-81432 sz. pályázat) finanszírozásával valósult meg.

## Hivatkozások

- Aligo, E.A., Gallus, W.A., Segal, M., 2009: On the Impact of WRF Model Vertical Grid Resolution on Midwest Summer Rainfall Forecasts. Weather and Forecasting, 24, 575–594.*
- Courant, R., Fredrichs, K.O., Lewy, H., 1928: Über die Differenzgleichungen der Mathematischen Physik. Math. Ann., 100, 32p.*
- Deng, L.T., 2008: Sensitive experiments of different vertical levels in numerical weather prediction model on tropical cyclone. In: Tropical Meteorology Special Symposium, 19th Conference on Probability and Statistics. Paper 134773. 7p.*
- Klemp, J.B., Skamarock, W.C., Dudhia, J., 2007: Conservative split-explicit time integration methods for the compressible nonhydrostatic equations. Monthly Weather Review, 135, 2897–2913.*
- Knierel, J.C., Bryan, G.H., Hacker, J.P., 2007: Explicit numerical diffusion in the WRF Model. Monthly Weather Review, 135, 3808–3824.*
- Laprise, R., 1992: The Euler equations of motion with hydrostatic pressure as an independent variable. Monthly Weather Review, 120, 197–207.*
- Nagy, A., 2010: A WRF-modell alkalmazása mezo-gamma skálájú folyamatok modellezésére. Diplomamunka, ELTE, Budapest, 78p.*
- Skamarock, W.C., Klemp, J.B., Dudhia, J., Gill, D.O., Barker, D.M., Wang, W., Powers, J.G., 2008: A Description of the Advanced Research WRF Version 3. NCAR Technical Note, NCAR/TN-468+STR. (utolsó módosítás: 2012.01.10.)*
- Wicker, L.J., Skamarock, W.C., 2002: Time splitting methods for elastic models using forward time schemes. Monthly Weather Review, 130, 2088–2097.*
- Xue, M., 2000: High-order monotonic numerical diffusion and smoothing. Monthly Weather Review, 128, 2853–2864.*